

Le glacier du Rhône au Pléistocène

Autor(en): **Badoux, Héli**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **83 (1994-1995)**

Heft 4

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-280532>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.



Le glacier du Rhône au Pléistocène

par

Héli BADOUX

TABLE DES MATIÈRES

Abstract	246
Résumé	247
1. Introduction	247
2. L'origine du Léman	249
2.1. Le facteur tectonique	249
2.2. L'érosion fluviale	249
2.3. L'hypothèse Lugeon-Gagnebin – la forme du lac Léman	250
3. L'érosion glaciaire	252
3.1. Stries et cannelures	253
3.2. Action du poids de la glace	254
3.3. Les drumlins	254
4. Hydrographie – La ligne de partage des eaux	256
4.1. Les captures	256
4.1.1. Le cas de la Veveyse	257
4.1.2. Le cas du Mormont	257
4.1.3. Le cas du Nozon	260
4.1.4. Le cas du réseau d'Entreroches	260
Le Veyron	262
La Venoge	262
5. Histoire du Quaternaire vaudois	262
5.1. Phase transgressive	262
5.1.1. Le versant lémanique	262
5.1.2. Les graviers de la dépression lémanique	263
Les graviers de Bioley-Orjulaz	263
Les graviers de la Côte jusqu'à l'Aubonne	264
Les graviers entre Senarclens et Dizy	264
La région genevoise	265
Le versant lémanique oriental – La Veveyse	266
Les gorges du Chauderon	267
Les sillons de la Claie-aux-Moines et des Losiardes	267

¹Institut de Géologie et de Paléontologie, Université de Lausanne, BFSH-2, CH-1015
Lausanne

5.1.3. Le versant rhéan	268
Le Jura vaudois au Quaternaire – Les vallées de Joux, du Nozon et de l'Orbe	269
Le Gros-de-Vaud	273
Morphologie du Jorat	273
Les graviers de Sottens	274
Le tracé des rivières	275
La vallée de la Broye	277
Le segment de sa source à Bressonnaz	277
Le segment de Bressonnaz à Boulex	277
Le segment de Boulex à Fétigny	278
Le Grand Lac de Soleure	278
La plaine de la Broye et le lac de Morat	278
Les lacs de Neuchâtel et Biemme	279
5.1.4. L'avancée würmienne vers Soleure et Wangen	279
5.1.5. L'avancée vers Lyon	282
5.2. La récession – Le retrait des glaces	284
5.2.1. Retrait saccadé du glacier au pied du Jura	284
5.2.2. Le Montosset et l'ancienne Serine	285
Capture par la Promenthouse	285
Capture par l'Aubonne	285
5.2.3. Recul du front NE du Grand Glacier rhodanien	286
5.2.4. Recul du front SW du Grand Glacier rhodanien	286
5.2.5. Influence des moraines du groupe d'Yvoire sur le tracé des cours d'eau	287
5.2.6. Les terrasses lacustres	288
5.2.7. La phase d'Egesen	288
6. Remerciements	289
7. Bibliographie	289

Abstract.–BADOUX H., 1995. The Rhône glacier in the Pleistocene. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 83.4: 245-292.

The paper describes the Upper Quaternary of the region formerly covered by the Great Glacier of the Rhône, i.e. the Canton of Vaud and some fringe areas, with the exception of Savoy, which was studied by ARN (1984).

Two glaciation periods were involved, Riss and Würm, the latter more extensively.

The Pliocene and the Lower Quaternary were periods of substratum erosion, due to the scouring action of the glaciers. This substratum was subsequently covered by the Rissian and Würmian glaciers.

The Würm Period has been divided into two main phases: the earlier (glacial invasion), which ends around 20'000 BP, and the subsequent recessional stage (retreat and melting of the Great Glacier).

The former is characterized, aside from the ground moraine, by layers of sand and gravel dating from 50'000 to 30'000 BP, which fill channels formed during the Riss or the Lower Würm Period.

The second, recessional stage, involves periods of stagnation, of which the most important, although difficult to date, is that of Montosset (ARN 1984) and the former Serine (BADOUX 1988). Then the speed of deglaciation increases, the glacier retreats from the area of Lyon and the Lemanic basin and withdraws behind the hills of Sierre.

The north-eastern front, which had reached the moraine ramparts of Wangen, east of Solothurn, gives way to the «Great Lake of Solothurn» (FAVRE 1883), reduced by alluviation to the present lakes of Biemme, Neuchâtel and Morat.

Between 11'000 and 10'000 BP (Egesen Phase), a sudden cooling of the climate caused the local glaciers to reappear in the region of the Jura and the Rhône Valley. This episode was short-lived. It marked the beginning of the Holocene, a period not studied in this paper.

Résumé.—BADOUX H., 1995. Le glacier du Rhône au Pléistocène. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 83.4: 245-292.

Le présent article concerne le Quaternaire supérieur de la région qui fut recouverte par le Grand Glacier du Rhône, soit le territoire du canton de Vaud et quelques zones limitrophes à l'exclusion de la Savoie traitée par ARN en 1984.

Deux glaciations, Riss et Würm, y participent, cette dernière étant la plus importante.

Le Pliocène et le Quaternaire inférieur furent des périodes où l'érosion façonna le substratum rocheux qui fut par la suite recouvert par les glaciers rissien et würmien.

Le Würm a été subdivisé en deux phases principales: la plus ancienne ou de l'invasion par les glaces se termine à 20'000 BP et une phase régressive ou de fusion et de retrait du grand glacier.

La première est caractérisée, outre la moraine de fond, par des épandages de sable et de gravier datés de 50'000 à 30'000 BP et remplissant des sillons creusés lors du Riss ou du Würm inférieur.

La seconde, phase de retrait, comporte des périodes de stagnation dont la principale, mal datée, est la phase de Montosset (ARN 1984) et de l'ancienne Serine (BADOUX 1988). Puis le retrait s'accroît, le glacier abandonne la région lyonnaise, puis la cuvette lémanique pour se retirer en amont des collines de Sierre.

Le front NE qui atteignait les arcs morainiques de Wangen à l'E de Soleure cède sa place au «Grand Lac de Soleure» de FAVRE (1883) que l'alluvionnement va réduire aux trois lacs actuels de Bienne, Neuchâtel et Morat.

Entre 11'000 et 10'000 BP (phase d'Egesen), un brutal refroidissement du climat provoque la réapparition des glaciers locaux dans le Jura et la vallée du Rhône. Cette phase fut courte. On entre alors dans l'Holocène, période qui ne sera pas traitée dans cet article.

1. INTRODUCTION

Avant d'aborder notre sujet, précisons quelques termes de la nomenclature du Quaternaire basée sur l'étude des glaces de l'Antarctique et du Groenland, en partant de la période actuelle:

Interglaciaire actuel de 0 à 19'000 BP tempéré avec deux phases plus froides:

1.—le «petit âge glaciaire» qui date du XIII^e et du XIV^e siècle;

2.—le Dryas III ou phase d'Egesen qui comporte en Suisse orientale un niveau de cinérites (LST) provenant de l'éruption du volcan souabe du Laacharsee daté de 10'800 BP. Le Dryas III correspond en gros au Magdalénien donc à la fin du Paléolithique et au début de l'Holocène.

La glaciation du Würm qui dure de 19'000 à 125'000 BP. Au point de vue climatique, le Würm comporte environ cinq phases plus froides tous les 20'000 ans dont l'une, vers 64'000 BP est particulièrement marquée. Le maximum d'extension des glaces se place entre 20'000 et 25'000 BP.

L'interglaciaire Würm-Riss de 125'000 à 160'000 BP, montre un climat tempéré où, à la toundra et à la steppe, succède un milieu forestier. Le fossile caractéristique en est l'Ours des Cavernes (*Ursus spelaeus*).

La glaciation du Riss de 160'000 à 250'000 BP avec une faune froide arctico-alpine semblable à celle du Würm avec le Mammouth (*Elephas primigenius*), le Rhinocéros laineux à narines cloisonnées (*Rhinoceros tichorhinus*), etc.

Le Pléistocène moyen et supérieur de 250'000 à 2 millions BP du bassin rhodanien à climat tempéré, puis chaud à faune méditerranéenne ou africaine dont *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros etruscus*, etc. En Suisse orientale et en

Autriche, les Pléistocènes moyen et supérieur sont représentés par les hautes terrasses (Mindel et Günz ?).

Il n'y a pas de passage brutal d'un ensemble faunistique à l'autre. On assiste plutôt à des migrations de faune et de flore imposées par des variations climatiques. Lors d'un réchauffement, la faune froide émigre dans le Grand Nord ou se réfugie dans la haute montagne; lors d'un refroidissement, elle reflue vers le S.

Dans le pays de Vaud, on ne connaît aucun dépôt datant du Miocène supérieur, du Pliocène et du Quaternaire antérieur au Riss. Ce fut une période d'érosion et de mouvements épirogéniques sans qu'on puisse les décrire avec plus de précision.

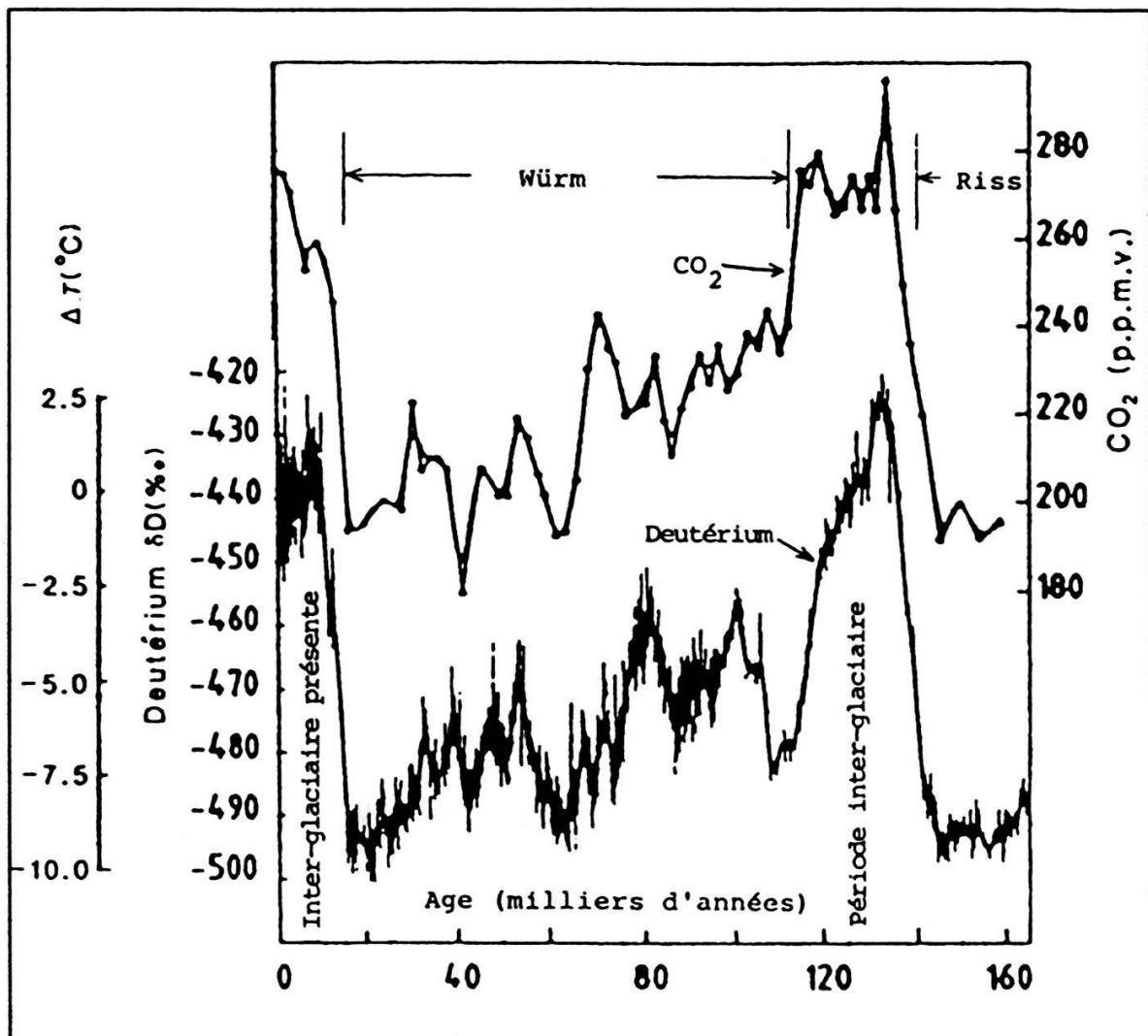


Figure 1.—Variations climatiques au Wurm (tiré de FISCHER 1989).

2. L'ORIGINE DU LÉMAN

Aux bordures septentrionales et méridionales de la chaîne alpine, s'égrène un chapelet de lacs allongés au débouché des rivières principales issues de la zone montagneuse; ce sont les lacs périalpins, le Léman en fait partie.

A l'origine, ces lacs s'étendaient loin dans l'intérieur de la chaîne. Les alluvions déversées par les rivières qui s'y jettent les ont graduellement repoussés jusqu'à leurs positions actuelles. Lac et plaine alluviale forment un tout. Ils ont une origine commune et le creusement de leur fond rocheux résulte d'un seul et même mécanisme qui de plus doit s'appliquer à tous les lacs périalpins. Ce point est très important, car il impose une contrainte à laquelle doivent se plier toutes les hypothèses sur l'origine de ces lacs et des vallées principales qui s'y jettent. Pour expliquer cette paléogéographie, trois facteurs ont été envisagés: la tectonique, l'érosion fluviale et l'érosion glaciaire.

Les mesures sismiques (VERNET *et al.* 1974, BESSON *et al.* 1991) ont révélé que les altitudes du bedrock sous la vallée du Rhône et le lac sont bien inférieures à ce qu'admettait FOREL (1892). Elle serait en Valais central d'environ 700 m au-dessous du niveau de la mer. Vers Martigny et plus en aval, il atteint 1000 m environ. Il remonte dès St-Maurice pour franchir le verrou calcaire qui barre la vallée entre Vérossaz et les collines de Chiètres, altitude + 600 m. Au delà de cet obstacle, le bedrock s'enfonce rapidement et atteint - 1000 m au droit de Vouvry, plus en aval, il remonte: - 300 m entre St-Gingolph et Vevey, + 120 m à l'entrée du Petit Lac et + 300 m à Genève. Au total, de Monthey à Genève, le bedrock remonte de quelque 1200 m. Il est clair que le fleuve n'aurait pu réaliser cet exploit.

2.1. *Le facteur tectonique*

La création d'une cuvette lacustre peut être causée par affaissement de terrain entre deux failles normales, donc d'un graben. Dans notre cas, une telle origine ne peut être acceptée car elle ne saurait convenir à l'ensemble des lacs périalpins et encore moins aux vallées principales qui y aboutissent.

Dans le cas du Léman, on devrait trouver deux failles normales, l'une longeant la côte vaudoise de Lausanne à Villeneuve, l'autre la rive française de Lugrin au Bouveret. Les recherches sismiques ont montré que la première n'existait pas. Quant à la seconde, cette ligne correspond nullement à une faille, mais au front de la nappe des Préalpes médianes. De plus, le graben supposé dirigé EW, ne saurait se prolonger par la cluse du Rhône dont la direction est différente. Cette cluse suit bien au N de St-Maurice un accident complexe (BADOUX 1990), une déchirure marquant le contact des deux lobes périalpins, d'ailleurs cet accident est oligocène et non quaternaire. L'origine «graben» est donc éliminée; ce qui n'exclut pas que des mouvements épigéniques aient pu jouer un certain rôle dans cette affaire.

2.2. *L'érosion fluviale*

Ayant étudié quelques glaciers actuels, FOREL (1892) était arrivé à la conclusion que dans le creusement du Léman et de la Vallée du Rhône, l'érosion glaciaire n'aurait joué qu'un rôle tout à fait secondaire. Il se réduirait à un polissage du fond rocheux et latéralement à un élargissement de la vallée glaciaire.

Venons-en à l'érosion fluviale par le Rhône. On constate que, sous les alluvions de la vallée et sous le lac, le fond rocheux descend d'aval en amont par rapport au cours actuel. Pour obtenir un tel résultat avec un écoulement d'E en W, il faudrait que l'axe de la chaîne alpine se soit soulevé de plusieurs centaines de mètres, même de 1 à 2 km par rapport à son niveau de base situé actuellement dans la région genevoise. Une conséquence de cette surélévation aurait été de porter la chaîne dans une zone climatique plus froide, ce qui, combiné avec l'effet-barrière, aurait entraîné l'apparition de glaciers de montagne, ces derniers finissant par fusionner en une calotte recouvrant les plaines environnantes.

Plus tard, suite de la relaxation de la poussée tectonique et sous le poids de la calotte, le mouvement s'inverse, réintégrant les zones plus tempérées; les glaces fondent et sont remplacées par des lacs allongés pénétrant profondément dans la chaîne. Puis l'alluvionnement amené par le fleuve et ses affluents repousse le lac jusqu'à sa position actuelle.

Dans ces hypothèses, FOREL (1892) ne fait donc intervenir que des causes locales sans évoquer une péjoration générale du climat, or la coïncidence de la glaciation alpine et de celle de Scandinavie ne peut s'expliquer que par une cause climatique générale.

Un autre argument opposé à l'hypothèse de F.-A. Forel, c'est le fait que les glaciations alpines furent multiples, ce qui aurait nécessité une succession de soulèvements et d'affaissements de la chaîne due à un mécanisme inexplicable et partant improbable.

2.3. *L'hypothèse Lugeon-Gagnebin – la forme du lac Léman*

Dans le pays de Vaud on ne connaît aucun dépôt du Pliocène. Cette période fut tectoniquement très active; c'est alors que se plisse le Jura et que se soulève le bassin molassique. Elle fut suivie d'érosions importantes, mais mal connues.

Au Quaternaire ancien, antérieurement au Riss, d'après RÜTIMEYER (1869), LUGEON (1897) et GAGNEBIN (1937), la dépression lémanique n'existait pas encore. Du front des Préalpes du Chablais, un glacis continu s'étendait vers le N. Il ne reste que quelques fragments de cette ancienne surface. On peut lui attribuer quelques replats soit: au sud du lac, le plateau de Thollon (St-Paul, altitude 825 m; Thollon, 923 m; Lajoux, 1031 m; Chalavornaire, 1100 m). En rive droite du Rhône: la Tête de Sauquenil (env. 1100 m) et peut-être plus au nord, les replats de Sonchaux (1200 m) et de Caux (1050 m). Sur ce glacis, le Rhône et la Dranse s'écoulaient vers le N; ils appartenaient au réseau rhénan.

Le Rhône empruntait la dépression de Châtel-St-Denis (800 m), longeait le front préalpin pour rejoindre la Sarine et l'Aar. Par la suite, le Rhône, utilisant la région d'Attalens, se déversa dans la vallée de la Broye. Plus tard encore, abandonnant ce passage, il utilisa la dépression de Puidoux (env. 630 m) et par la vallée du Corbéron rejoignait la Broye aux environs de Palézieux. Pour GAGNEBIN (1937), cette dérive du Rhône vers l'ouest serait due à un mouvement de bascule causé par un soulèvement de la chaîne et un affaissement du bassin molassique.

La Dranse coulait droit au N selon l'axe de la basse vallée de la Venoge, franchissait le Mormont et gagnait le lac de Neuchâtel et l'Aar. La Dranse élargissant son bassin dans les terrains tendres de l'Oligocène aurait fini par

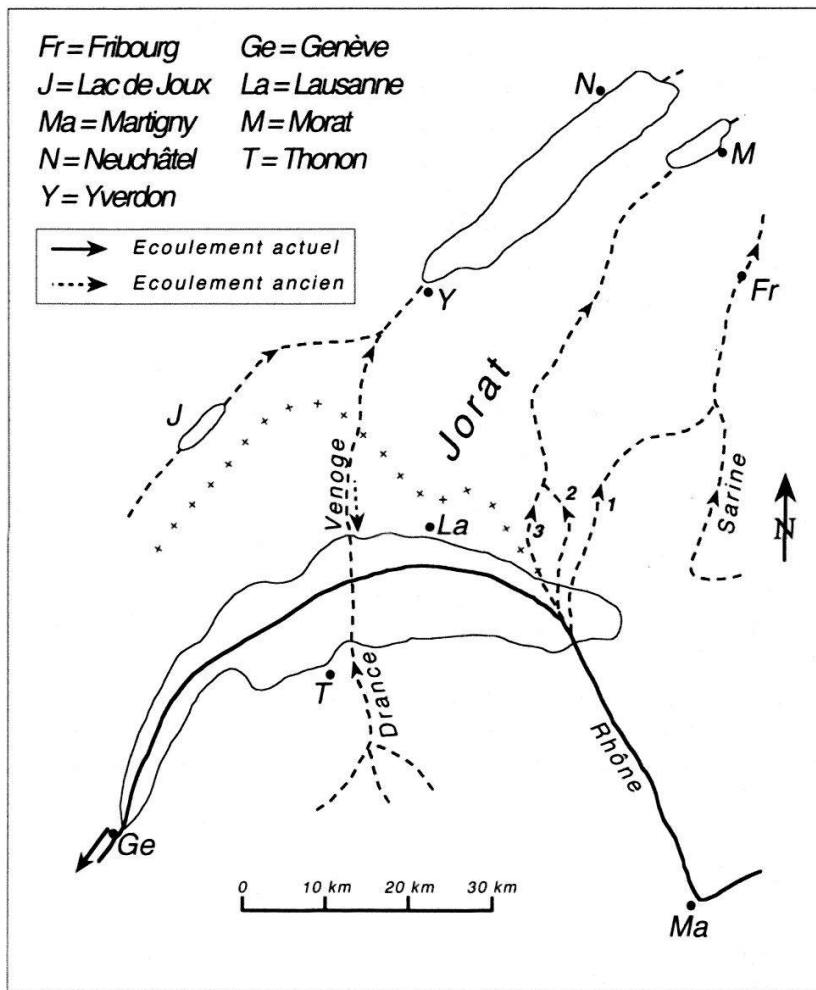


Figure 2.—Schéma des anciens cours du Rhône.

capturer le Rhône qui abandonnant le réseau de la Broye vint ajouter sa puissance érosive à celle de la Dranse. Finalement, un affluent de l'Arve remontant au nord-est par érosion régressive dans l'axe du Petit-Lac captura la Dranse et partant le Rhône.

Ainsi, par ce jeu de captures successives s'amorce la forme arquée du Léman. Ce nouveau tracé va guider les glaciers rissiens et würmiens qui vont le surcreuser et l'élargir.

Le profil en long du fond rocheux de la vallée dépend de plusieurs facteurs: la dureté des terrains constituant le bedrock, l'épaisseur du glacier et sa vitesse.

Un exemple de l'influence de la résistance est fournie par la barre calcaire reliant le plateau de Vérossaz aux collines de Chiètres. Elle formait un obstacle que l'ancien Rhône contournait à l'E par Lavey, le Châtel et Bex en une étroite gorge que le glacier ne pouvait emprunter. Il butait frontalement contre l'obstacle. Il finit par le surmonter pour plonger rapidement en aval vers Massongex. Un éboulement issu de la Croix de Javerne ayant obturé l'ancienne gorge, les eaux sous-glaciaires incisèrent en plusieurs points le verrou. L'un d'eux constitue le cours actuel. A cette exception près, l'altitude du bedrock

est relativement constante. On note que vers 1000 m, le creusement du bedrock cesse vers la profondeur sous la pression du glacier dont la base est devenue trop plastique. L'érosion se poursuit latéralement redressant les versants et donnant à la vallée le profil caractéristique de l'auge glaciale.

Ainsi l'élargissement de la vallée, la vitesse de la glace et son pouvoir érosif diminuent; ce que montrent clairement les coupes en travers du Lac Léman (voir figure 3).

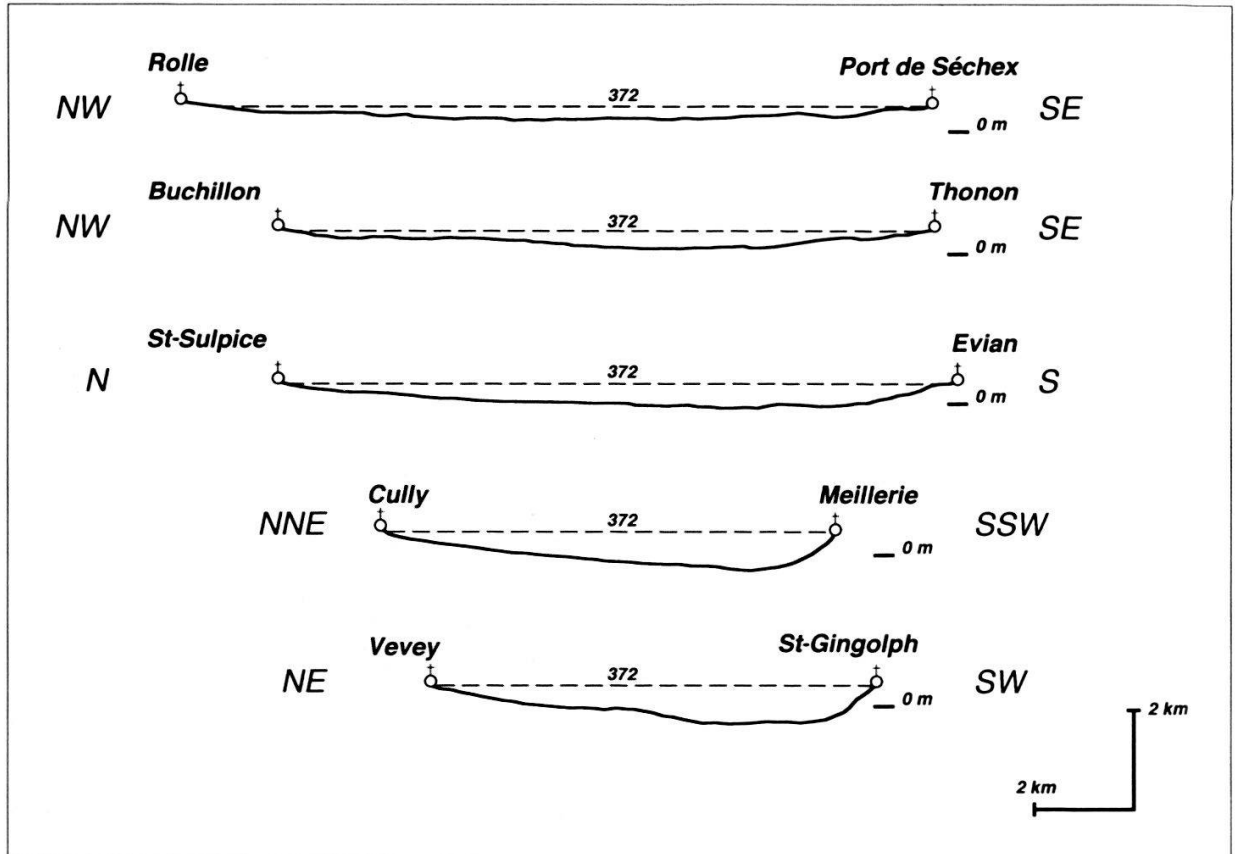


Figure 3.—Coupes à travers le lac Léman.

3. L'ÉROSION GLACIAIRE

Le Moyen Pays vaudois comporte deux dépressions méridionales amorcées dès le Pliocène et le Pléistocène ancien. Ce sont celle de la Venoge-plaine de l'Orbe et celle de la Broye-lac de Morat. La zone haute de grès miocènes qui les sépare se suit du Jorat au Mont Vully. Le substratum rocheux est souvent masqué par une couverture de moraine würmienne épaisse de quelques mètres, sauf dans des dépressions ou anciennes vallées où elle peut atteindre plusieurs dizaines, voire quelques centaines de mètres, dans la vallée du Rhône par exemple. Cette morphologie est due à l'action combinée des eaux courantes et du glacier, l'importance relative de ces deux facteurs étant diversement appréciée d'un auteur à l'autre.

3.1. Stries et cannelures

L'érosion glaciaire est due à une combinaison de facteurs: la pression résultant du poids de la glace, la traction due à son mouvement et l'alternance de gels et de dégels. Leur résultat est de provoquer une fracturation et une pulvérisation de la roche.

Les éclats de roche et les blocs enchâssés dans la glace et traînés à la surface du bedrock vont y graver des cannelures et des stries qui matérialisent le sens d'écoulement du glacier. Les sables et les poudres vont polir la surface rocheuse et mettraient fin à l'érosion, si elles n'étaient emportées par les eaux sous-glaciaires. Les stries et les cannelures ne se produisent que si la glace repose en contact direct avec la roche.

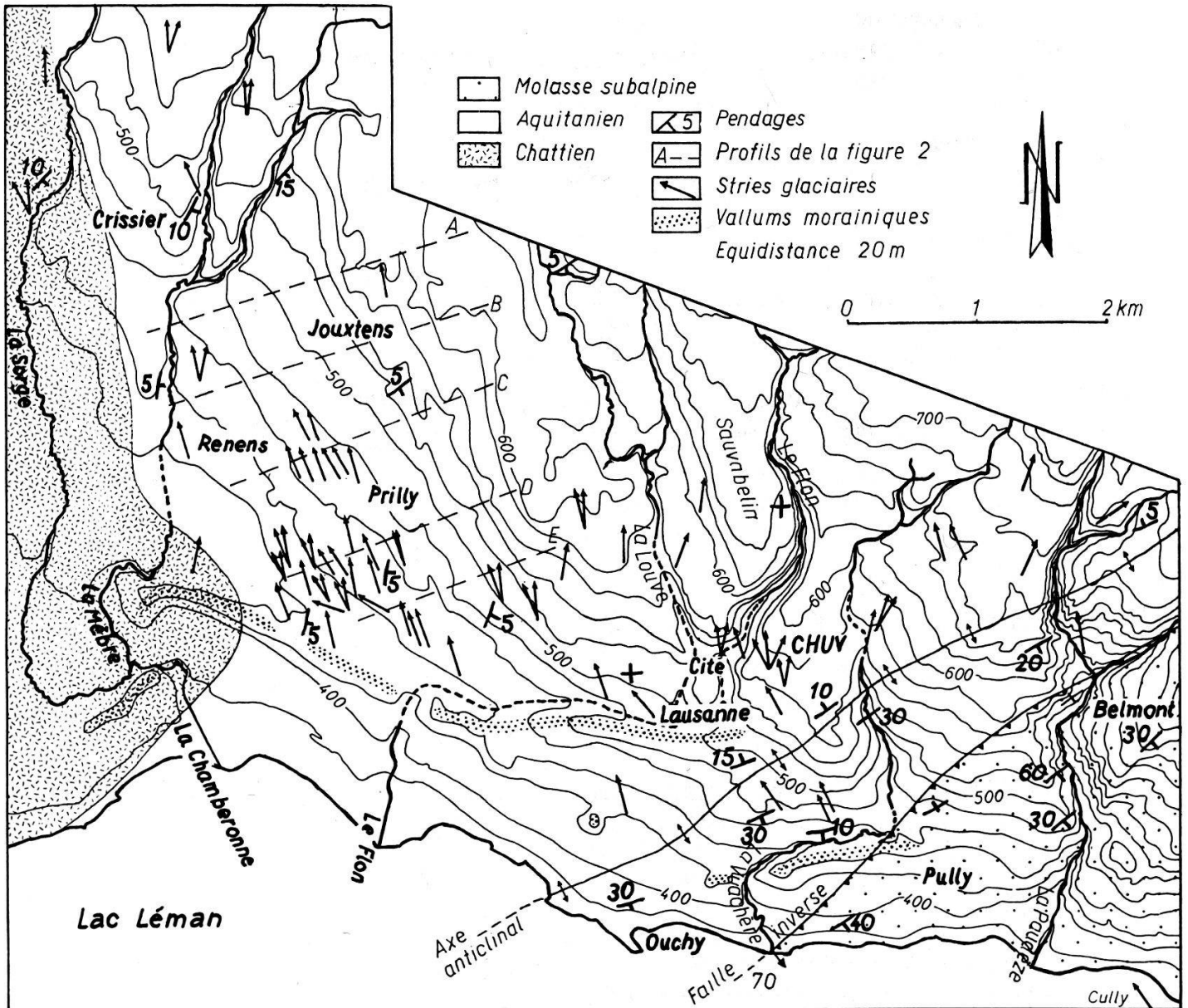


Figure 4.—Stries glaciaires de la région lausannoise (tiré de CHOFFAT et AUBERT 1983. Les profils A, B, C, D et E sont commentés dans la publication originale).

On trouve parfois des cannelures et des stries sous la couverture morainique sans laquelle l'érosion aérienne les aurait rapidement effacées. C'est donc généralement à la faveur de travaux de terrassement qu'elles ont été observées. C'est ce qu'a fait Ph. Choffat et que D. Aubert a publié (CHOFFAT et AUBERT 1983). Pour que ces sculptures soient nettement visibles, il faut qu'elles aient été gravées sur un substratum résistant –grès du Burdigalien, de l'Aquitaniens ou calcaire du pied du Jura. C'est l'Aquitaniens qui a fourni à Ph. Choffat la moisson d'observations la plus abondante. Ce terrain est disposé en une série monoclinale plongeant faiblement au SE. Il consiste en une alternance de bancs de grès décamétriques et de marnes, les grès déterminant les contremarches dominant de larges marches taillées dans les marnes. Ce dispositif classique résulte de l'action du ruissellement (BERSIER 1938, 1942).

Ph. Choffat a montré qu'au moment où se gravaient les stries, le glacier reposait directement sur la roche sans interposition de moraine dont la mise en place est nettement postérieure aux stries.

Dans la région lausannoise *lato sensu*, les stries indiquent un mouvement des glaces se faisant vers le NNW; plus au N, il devient méridien; puis NE, parallèle au Jura qui guidait le glacier rhodanien en direction du N.

3.2. Action du poids de la glace

Faisant suite à sa progression, période au cours de laquelle se gravent stries et cannelures, la calotte glaciaire va atteindre son épaisseur maximum et exercer sur le fond rocheux des pressions verticales pouvant atteindre 40 à 50 kg/cm². Sous cette pression, la plasticité des marnes augmente fortement si bien qu'elles peuvent fluer horizontalement vers les points de basse pression, soit au front des contremarches. Dans leur extrusion vers l'extérieur, les marnes broyées exercent un frottement à la base du banc de grès sus-jacent qui, mis en tension, va se fissurer. Si les blocs ainsi engendrés s'écartent suffisamment, les marnes seront injectées dans les fissures, accentuant le mouvement des blocs vers l'affleurement. Ph. Choffat a donné à ces marnes triturées et extravasées le nom de *matelas*, terme imagé pas très heureux que D. Aubert a cru bon de remplacer par celui de *moraine molassique* (CHOFFAT et AUBERT 1983), ce qui est pire, car il ne s'agit aucunement d'une moraine. La vraie moraine repose en discordance sur les marnes extravasées. Elle est donc plus jeune que le maximum d'épaisseur du glacier sans qu'on puisse préciser davantage.

BERSIER (1948) a découvert et décrit un autre exemple d'un phénomène d'extrusion plastique: celui dit «des queues de charbon» dans le Chattien de la molasse subalpine. Toutefois, il diffère du cas précédent en ce que l'extrusion du charbon s'est faite et s'est poursuivie après le dépôt de la moraine, les queues se prolongeant souvent dans cette couverture.

3.3. Les drumlins

Par définition, les drumlins sont des buttes ou collines morainiques allongées dans le sens de l'écoulement du glacier, donc parallèlement aux cannelures et aux stries. Mais ce trait morphologique ne suffit pas pour reconnaître un drumlin (BERSIER 1942).

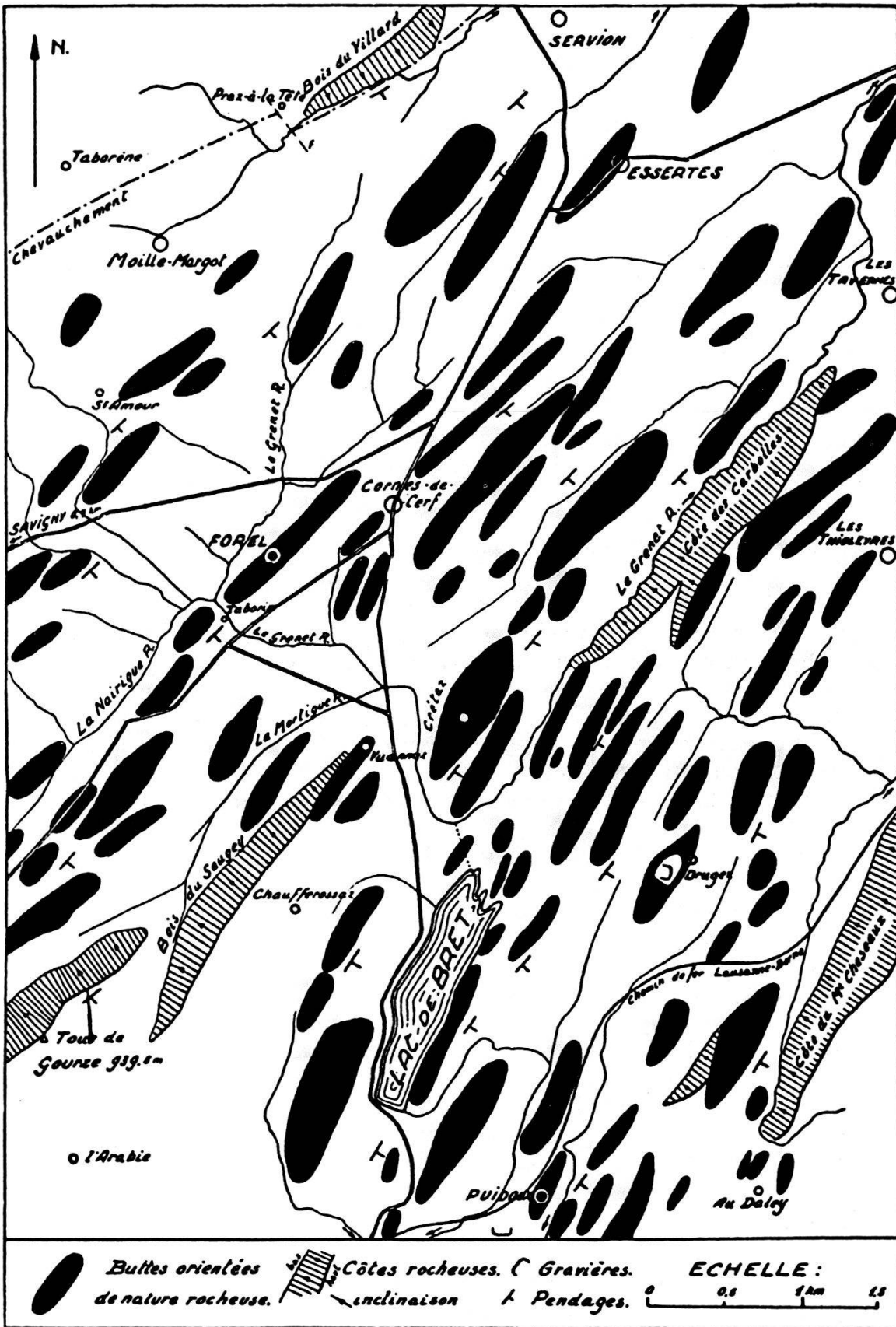


Figure 5.—Un exemple de drumlin et de tête rocheuse (tiré de BERSIER 1942).

L'origine des drumlins se conçoit de la manière suivante: une stagnation prolongée du grand glacier se produit lorsque l'avancée de la glace est exactement compensée par sa fusion. Le matériel détritique inclus ou transporté par la glace s'accumule au front donnant naissance à un vallum frontal. Lorsque l'avance reprend cette moraine caillouteuse sera tronçonnée en paquets isolés que le glacier va façonner et orienter dans le sens de sa marche. Ainsi se forment les drumlins. Ils sont nombreux sur le Plateau; mais la forme allongée d'une colline ne suffit pas pour en faire un drumlin, car il peut s'agir d'une butte entièrement molassique ou possédant un noyau ou cœur de grès molassique masqué par une couverture de gravier. On peut donc rencontrer tous les termes de passage entre le drumlin et la butte molassique.

La méconnaissance de ce problème a causé de désagréables surprises lors de la recherche des graviers.

4. HYDROGRAPHIE — LA LIGNE DE PARTAGE DES EAUX

Selon l'opinion de LUGEON (1897), l'hydrographie vaudoise au Quaternaire ancien était simple, tout l'écoulement des eaux se faisait vers le nord. Au Riss et au Würm, la situation change par le creusement de la cuvette lémanique. Le Rhône et ses affluents s'emparent de la partie méridionale de l'ancien réseau rhénan.

Actuellement la ligne de partage des eaux entre les deux bassins se suit d'Ayerne, par la pointe d'Aveneyre, le col de Chaude, le col de Jaman, la chaîne des Verraux, Teysachaux, le Niremont pour atteindre Châtel-St-Denis. De là, par le Mont Vuarat, elle gagne le col d'Attalens, le Pèlerin, passe au nord du lac de Bret, gagne Savigny, le Chalet à Gobet, Cugy, Morrens, Bioley-Orjulaz, Bettens, Oulens pour atteindre l'extrémité orientale du Mormont qu'elle suit jusqu'à la Sarraz, puis la crête du Jura: Chalet Dernier, le Molendruz, le Col du Marchairuz, St-Cergue, la Dôle, le Col de la Faucille, etc. Plus au SW, le glacier würmien s'étendait jusqu'à 20 km de Lyon où sa limite est marquée par son arc morainique frontal.

Vers le NE, le glacier würmien atteignait la région de Wangen à l'E de Soleure.

Au flanc du Jura, les choses se compliquent par le développement de glaciers locaux daté de 10'000 BP (phase d'Egesen) qui viennent recouvrir et remanier la moraine du maximum würmien. La limite de ce dernier reste marquée par les blocs erratiques dont l'altitude maximum se situe à 1250 m à la Matoule au flanc du Suchet. De ce point haut, la ligne des blocs s'abaisse vers le N et vers le S.

4.1. *Les captures*

Le territoire vaudois se trouve ainsi divisé en deux zones: la zone lémanique au S de la ligne de partage des eaux où les dépôts existants ne peuvent dater que du Riss, du Würm et de l'époque plus récente et une zone rhénane où ceux du Quaternaire ancien ne sauraient être en principe exclus.

L'extension de la zone lémanique s'est accrue au cours du Würm par une série de captures dont voici les principales:

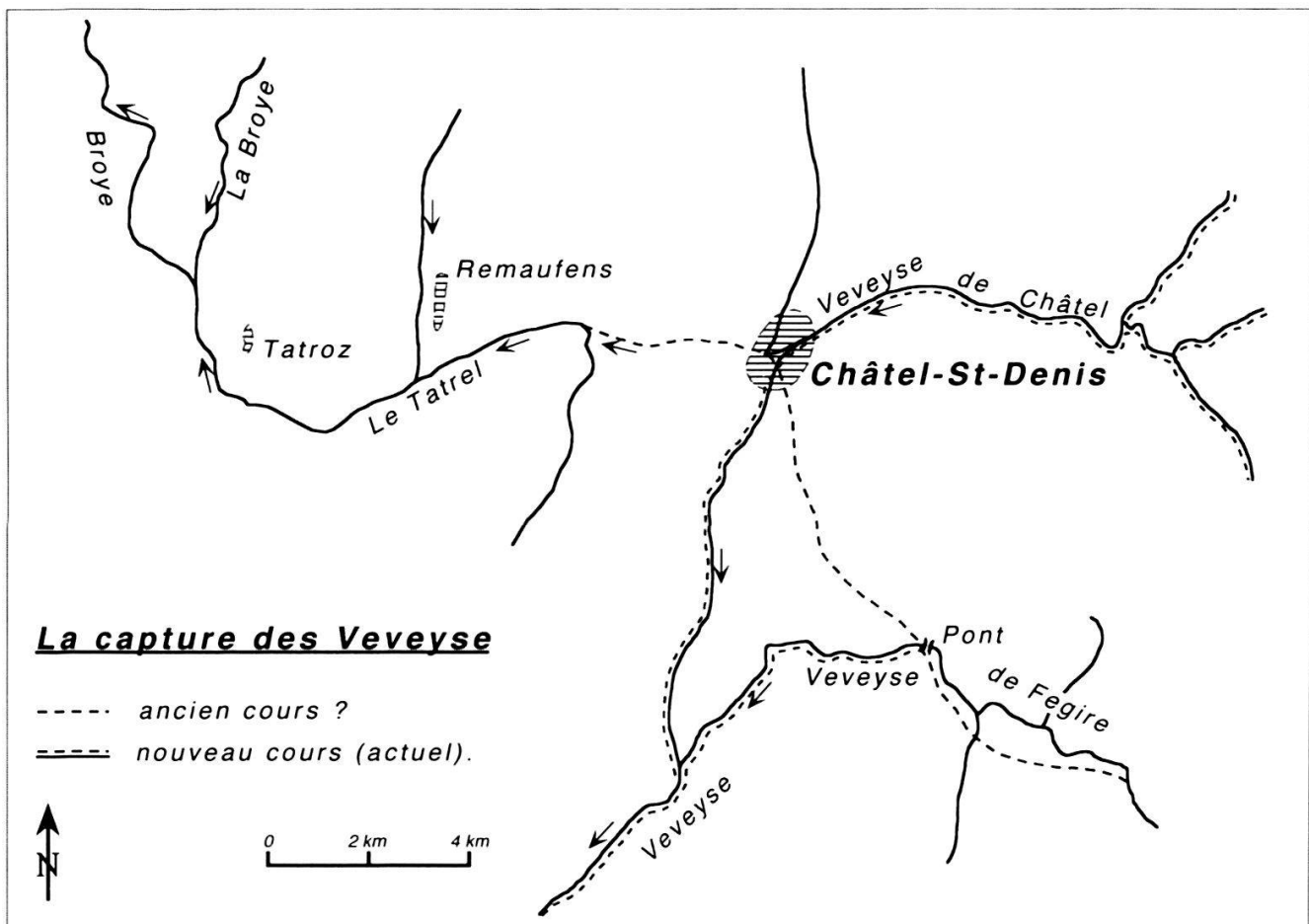


Figure 6.–La capture de la Veveyse.

4.1.1. *Le cas de la Veveyse*

Anciennement la Veveyse de Fégire ou Feygire et la Veveyse de Châtel s'écoulaient vers le N vers Semsales et la Sarine, donc empruntant la dépression longeant le front des Préalpes.

Dans une deuxième stade, la Broye étendant son bassin vers l'E vint capturer les deux Veveyse par Ecoteaux, Tatroz et le vallon actuellement sec de Remaufens-Châtel-St-Denis; le bassin des deux Veveyse constituait alors la partie montagneuse du bassin de la Broye.

Enfin la basse Veveyse remontant au NE, par érosion régressive, s'empara successivement du bras de Fégire puis de celui de Châtel, augmentant énormément le bassin veveysan.

4.1.2. *Le cas du Mormont*

Le Mormont (Mauremont ou Mortmont) est un éperon calcaire qui s'avance en territoire molassique, séparant le bassin rhodanien de la Venoge de celui rhénan de l'Orbe. Pour aborder la structure du Mormont et du vallon de St-Loup, il faut les replacer dans un cadre régional plus large, caractérisé par

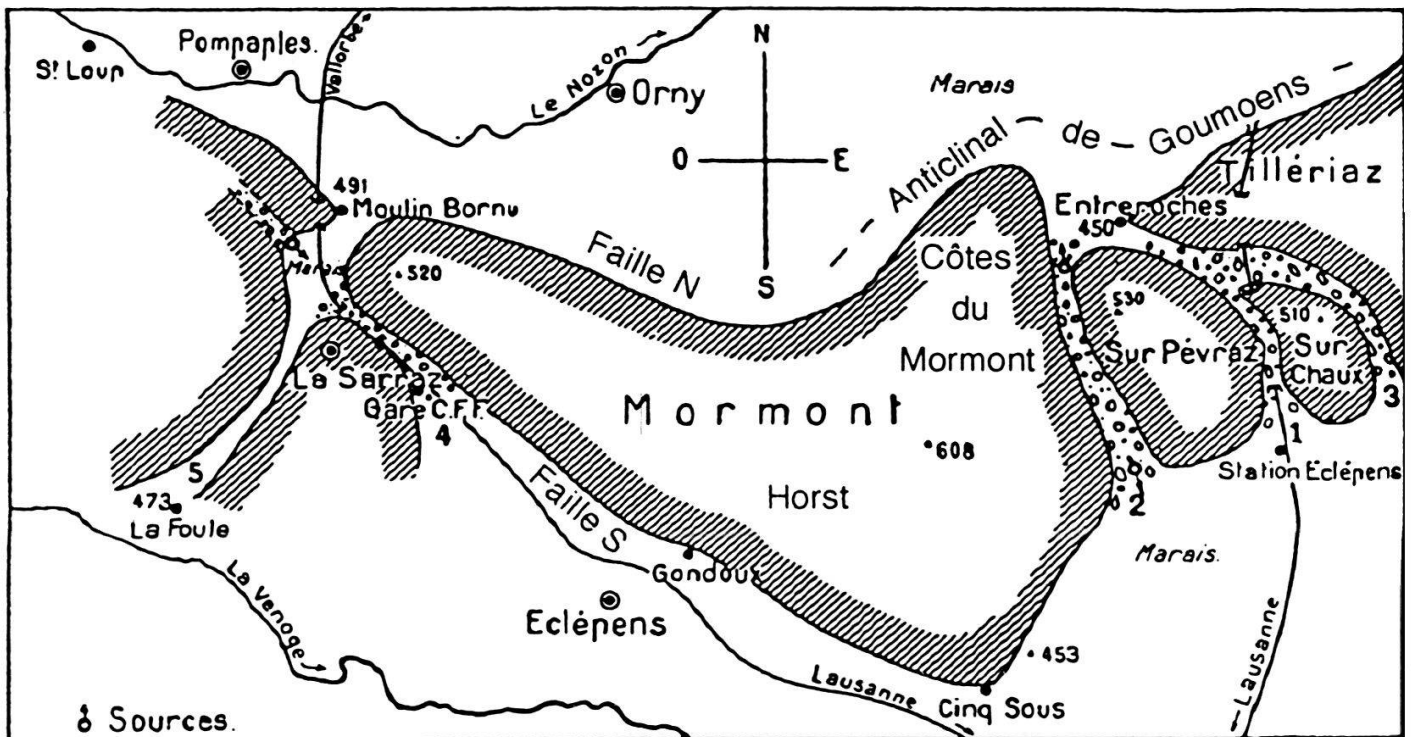


Figure 7.—Le Mormont d'après E. MERMIER (1923)

l'avancée sur trois à quatre kilomètres vers le NW du bloc de Vaulion (AUBERT 1943). Ce bloc, qui ferme vers le NE la vallée de Joux, a la forme d'un trapèze que des failles décrochantes limitent de part et d'autre: au SE celles dirigées 160° joignant Le Pont à Montricher; au NE, deux failles dirigées 110° et 120° sises entre Vallorbe et Vaulion (voir la carte géologique d'Orbe au 1:25'000, n° 1202). Ces dernières se prolongent par celles qui affectent le Mormont. Elles appartiennent toutes au même accident le long duquel le bloc de Vaulion a glissé vers le NW.

La petite faille SW-NE de la Sarraz, reliant la Foule au Moulin Bornu divise le Mormont en deux structures: à l'W, le «graben de St-Loup», à l'E le horst du Mormont; le premier ayant une connotation plus morphologique que tectonique. Au Mormont, les deux failles dirigées 110° et 120° encadrent une lanière de 300 à 800 m de large. A première vue, elle semble soulevée dans le Mormont et affaissée dans l'W (St-Loup). Ainsi par un mouvement de bascule le horst se transformerait en graben.

Le horst du Mormont ne pose guère de problèmes et tous les auteurs sont d'accord à son sujet. A la description qu'en a donnée CUSTER en 1928, il faut ajouter que les excavations pour des villas ont montré que la pente située entre la route Cinq Sous-Gondoux et la voie de chemin de fer, est entièrement taillée dans les marnes bigarrées et les grès de la Molasse, ce qui souligne l'importance de la faille méridionale du horst.

A l'extrémité orientale du horst, accolé à la faille septentrionale, se dessine un demi-anticlinal asymétrique et faillé, dit de Tilléraz ou du Mormont selon JORDI (1990). Il sera décrit par la suite.

En ce qui concerne la structure tectonique du vallon de St-Loup, les opinions divergent.

Pour CUSTER (1928), il s'agirait d'un graben complexe. Les falaises rectilignes qui encadrent le vallon seraient dues à des failles verticales prolongeant celles du horst du Mormont, La lanière affaissée qui les sépare serait elle-même partagée longitudinalement en deux zones: la septentrionale groupant des panneaux affaissés et des blocs d'Urgonien, la méridionale, quelques paquets de Molasse. Ce serait la zone la plus basse du graben.

L'interprétation donnée par AUBERT (1959) en diffère par son dispositif. En effet vers la cimenterie d'Eclépens, l'Urgonien de la lanière plonge au SE de 10° . En allant vers l'W, son pendage s'annule. Au N de la Sarraz, sa base serait à l'altitude de 530 m environ. Vers St-Loup, son altitude demeure la même. Autrement dit, la lanière serait horizontale et l'effet horst ou graben ne résulterait pas de son mouvement propre mais de celui des dalles calcaires qui encadrent le vallon comme le montre le schéma ci-joint de la figure 8.

Or en 1922, une tout autre explication avait été proposée par JOUKOWSKY et LAGOTALA (1922) pour tenir compte des affleurements molassiques libérés par la construction de la petite route reliant St-Loup à Croy. Cinq affleurements avaient ainsi été mis à jour entre St-Loup et la Cressonnière. On en retrouve en plus deux en rive gauche du Nozon. Selon ces auteurs, il s'agirait de paquets effondrés dans l'ancienne vallée du Nozon. Ce serait donc des phénomènes interglaciaires ou plus récents, postérieurs au creusement de la vallée. Il en serait de même pour les panneaux et blocs de l'Urgonien en rive gauche du ruisseau. Cette solution me paraît la plus vraisemblable.

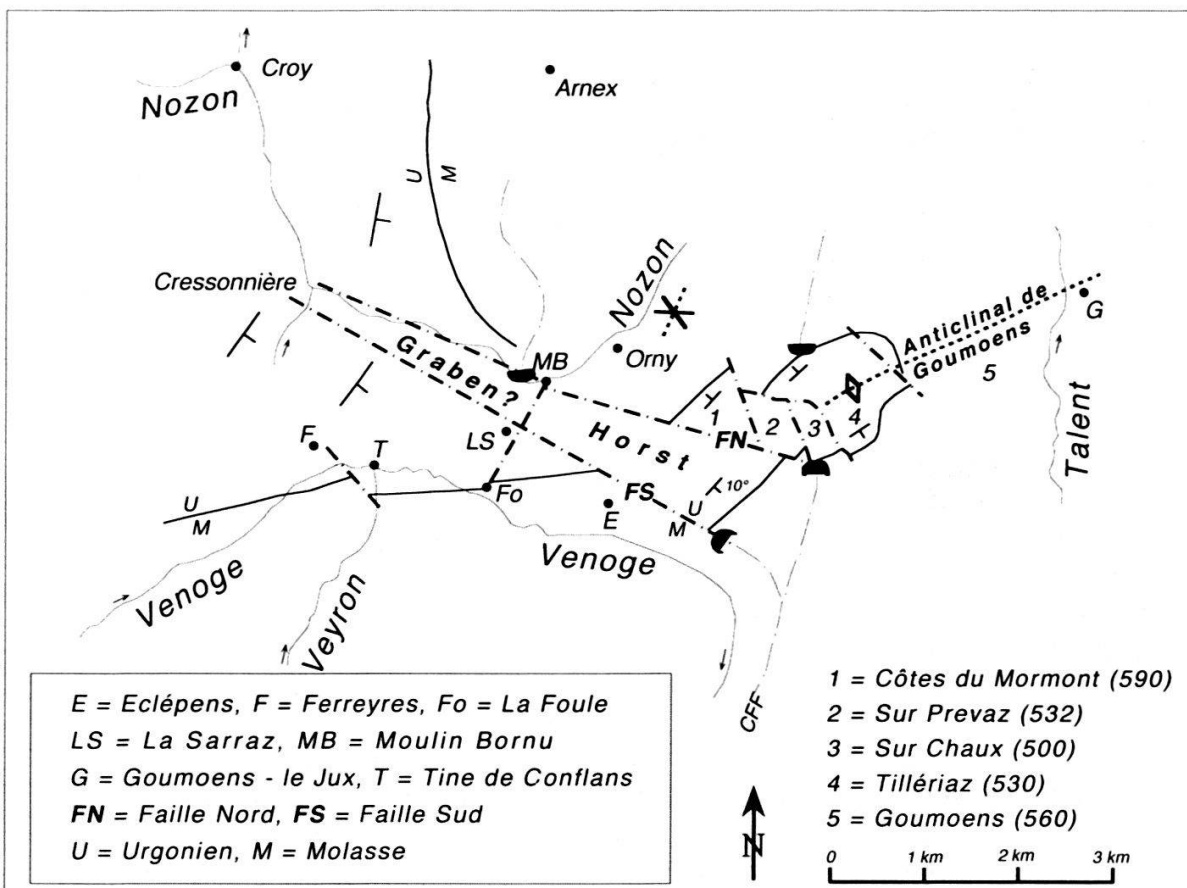


Figure 8.—Tectonique du Mormont.

4.1.3. *Le cas du Nozon*

Le Nozon, alimenté par les sources de la région de Vaulion, coule droit à l'E pour atteindre la dépression séparant Bretonnières de Bofflens; à Croy, il a édifié un cône de déjections important. De ce point, il tournait au N pour se jeter dans l'Orbe (N1, fig. 9). Plus tard, il se détourna au S par un vallon taillé dans l'Hauterivien pour atteindre la Cressonnière (N2), terminaison W du «graben de St-Loup». Il suit ce dernier jusqu'au S du cimetière de St-Loup où les choses se compliquent. Il tourne alors au SE (N3), taillant une gorge très étroite tapissée de moraine qui traverse le marécage sis au S du Moulin Bornu, passe au N du château et atteint la gare de La Sarraz où son cours a été décrit par MERMIER (1923). Au delà, on perd sa trace. Vraisemblablement, il devait passer au voisinage d'Eclépens, où ayant rejoint la haute Venoge, ses eaux devaient gagner la plaine de l'Orbe par le vallon d'Entreroches. Puis, le glacier würmien envahit la région. Sa moraine obstrue l'ancienne gorge et le Nozon déboucha alors directement dans la plaine de l'Orbe (N4). Il rejoignait la Venoge d'abord en contournant la colline molassique du Mont par le Creux du Loup, puis directement par Orny (N5).

Quant à la Haute Venoge et le Veyron, dans un premier temps, ils creusent la gorge sèche La Foule-Moulin Bornu. Ces rivières furent capturées par la Venoge à La Foule.

4.1.4. *Le cas du réseau d'Entreroches*

Dans sa partie orientale, le horst du Mormont entre en contact le long de sa faille N avec le demi-anticlinal Mormont-Tillériaz. Ce dernier est tronçonné par un réseau de failles décrochantes en 5 segments, soit d'W en E: celui des Côtes du Mormont, de Sur Prévaz, de Sur Chaux, de Tillériaz et au delà de la faille du ruisseau du Cristallin, de celui de Goumoens-le-Jux. Les failles qui les délimitent sont verticales et dirigées vers 160°; fait exception celle qui limite Sur Chaux et Sur Prévaz de Tillériaz qui, dans sa partie N devient presque EW. Elle détermine le vallon d'Entreroches où passe l'ancien canal.

Les points hauts de ces segments sont approximativement de 600 m pour le Mormont, 590 pour les Côtes, 532 pour Sur Prévaz, 500 pour Sur Chaux, 530 pour Tillériat et 560 au delà du Cristallin. Ainsi se dessine entre ce dernier et le Mormont une zone basse qui a facilité le passage des glaces et des eaux sous-glaciaires lors de l'invasion würmienne. Les eaux profitant des zones affaiblies par les failles y ont creusé des gorges étroites et profondes. Des traces de marmites aux parois des gorges attestent d'un creusement par des eaux torrentielles. Les deux gorges occidentales sont remplies de moraine rhodanienne comportant selon MERMIER (1923) outre le cortège habituel de roches alpines quelques très gros blocs de grès molassique. Seule la gorge arquée d'Entreroches paraît dépourvue de moraine, du moins jusqu'à la cote 450 m. Aucun sondage ne permet de savoir s'il en existe en profondeur et quelle est l'altitude du bedrock. Tout ce que l'on peut dire, c'est que le vallon d'Entreroches est 30 m plus bas que le seuil du Moulin Bornu.

LUGEON (1901) a décrit des dispositifs analogues à celui d'Entreroches affectant les verrous calcaires barrant certaines vallées alpines, par exemple celui des collines de Chiètres sur le Rhône et sur l'Aar celui du Kirchet, entre Innertkirchen et Meiringen. Là, en plus du cours actuel, on observe plusieurs anciennes gorges plus ou moins remplies de moraine. LUGEON (1901) y voit

l'effet d'une glaciation unique. Le glacier impose au seuil un modelé adouci et en même temps, les cours d'eau sous-glaciaires creusent des gorges successives rapidement obstruées de moraine dès qu'elles ne sont plus fonctionnelles, si bien qu'à la fin de la glaciation, il ne reste en activité, et libre de moraine, que le cours principal. Ce modèle s'applique parfaitement au réseau d'Entreroches, le vallon d'Entreroches servant d'exutoire principal.

Lorsque le glacier stationnait au S du Mormont, le vallon d'Entreroches permettait aux eaux de la Venoge, du Nozon et du Veyron de se déverser dans le bassin de l'Orbe-lac de Neuchâtel. Plus tard, suivant le niveau relatif des eaux, l'écoulement pouvait se faire aussi bien du S au N que du N au S, ce qui explique l'égale altitude des plaines de part et d'autre du Mormont.

Le glacier rhodanien n'a pas réussi à adoucir ou éliminer la paroi verticale formant le regard de la faille S du horst. Ce qui peut s'expliquer par un rejet tardif de cette faille après le retrait du glacier. C'est là une possibilité de mouvements tectoniques récents dans cette région.

Il s'agit pour terminer ce chapitre de la capture du Veyron, de la Haute Venoge et de l'ancienne Serine. Cette dernière sera toutefois examinée dans un chapitre ultérieur.

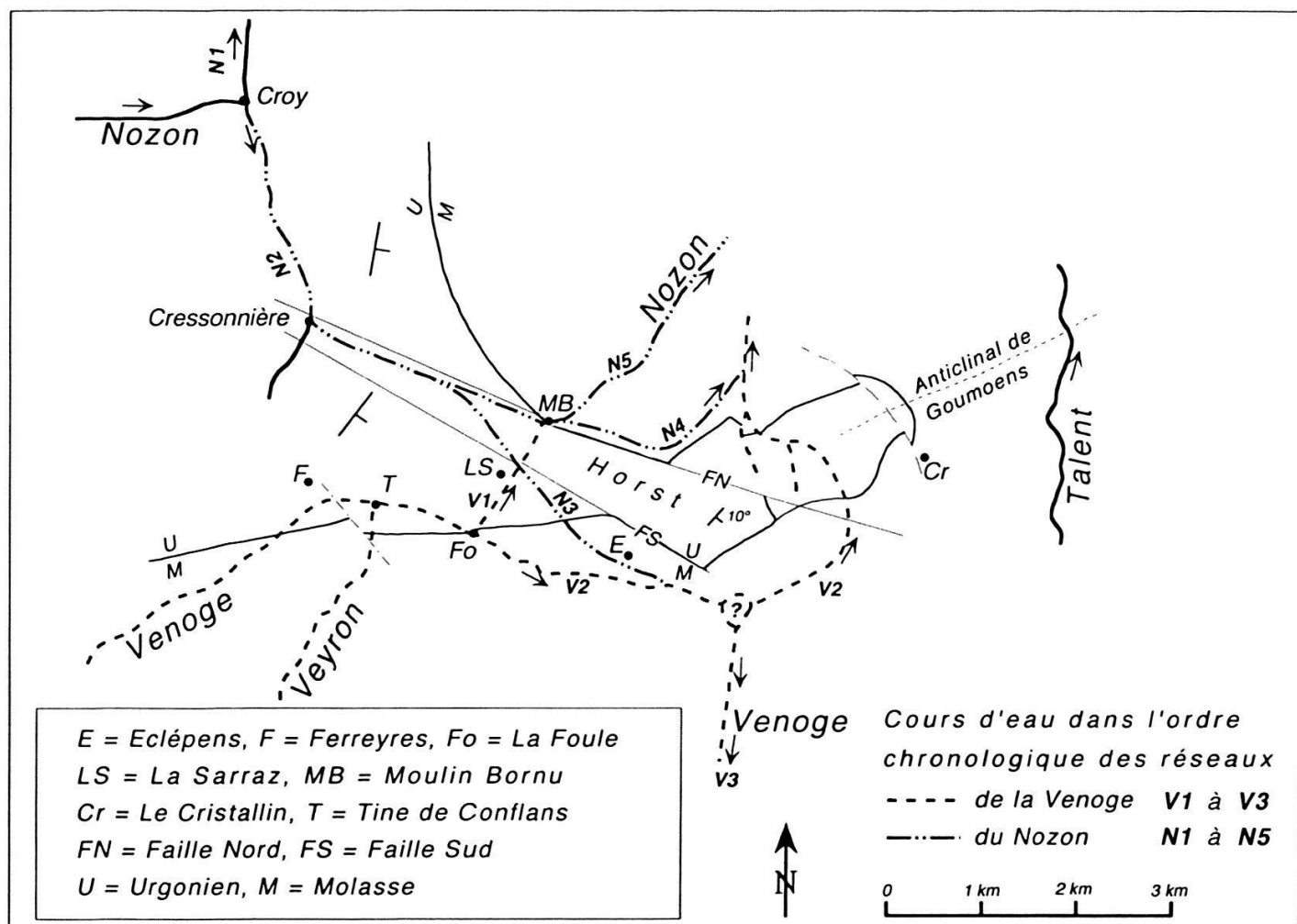


Figure 9.-Hydrographie du Mormont.

Le Veyron

Le Veyron est surtout alimenté par les sources vauclusiennes de l'Étrembles vers Mollens et de la Malagne vers Montricher. Il coule essentiellement sur la moraine sauf vers Chavannes-le-Veyron et à l'E de Chevilly où il entaille la molasse jusqu'à la Tine-de-Conflens et rejoint la Venoge.

La Venoge

La Venoge draine le vallon dit La Combe à Berge où elle coule sur le Crétacé jusqu'à L'Isle où les eaux de la source vauclusienne des Dailles la rejoignent (1 km à l'W de l'Isle). La roche est ensuite masquée par la moraine jusqu'à 2 km environ au N de Cuarnens où la Venoge atteint la Molasse et s'y maintient jusqu'à sa jonction avec le Veyron à la Tine-de-Conflens. Dès la Foule, les deux rivières s'écoulaient par la dépression de La Sarraz au Moulin Bornu (V1, fig. 9). A une date plus récente, elles furent capturées par la Basse Venoge à la Foule (V2 et V3).

5. HISTOIRE DU QUATERNAIRE VAUDOIS

Cette histoire se subdivise en deux phases; la première transgressive se terminant vers 20'000 BP lorsque le glacier rhodanien atteignit son développement maximum et une phase régressive qui va de 19'000 BP à nos jours.

Dans les deux cas, il ne s'agit pas de mouvements continus et réguliers, mais d'oscillations positives et négatives. Dans le cas de la croissance du glacier, lors des réavancées, les glaces tendent à recouvrir et à effacer les formes nées lors de la stagnation ou le retrait du front. Au contraire lors de la phase régressive, elles seront simplement abandonnées donc préservées.

Durant ces oscillations, les mouvements du glacier sont géologiquement rapides et beaucoup plus importants que ne le laisse supposer l'espacement des fronts successifs.

5.1. *Phase transgressive*

5.1.1. *Le versant lémanique*

Du Miocène supérieur au Quaternaire supérieur, le territoire vaudois est soumis à une érosion intense. C'est alors que se creuse la dépression lémanique et que s'établit un réseau d'anciennes vallées et c'est donc une surface accidentée que va recouvrir le glacier würmien. Il va y abandonner des dépôts morainiques parmi lesquels s'individualisent des couches de gravier. Ces amas graveleux, appelés à juste titre «graviers de progression» par GAGNEBIN (1937), peuvent atteindre 10 à 50 m de puissance. Ils ont fait l'objet de quelques datations par la méthode du C_{14} . Les valeurs obtenues sont variées, les plus anciennes seraient égales ou plus anciennes que 35'000 BP, limite de la méthode utilisée. Une seule provenant du vallon de la Veveyse de Fégire a donné 50'000 BP. Ces dépôts fluviaux ou fluvio-glaciaires ont dû nécessiter une abondance d'eau de fusion libérée probablement lors des interstades du Würm moyen.

Les plus récents à Bioley-Orjulaz, sommet du remplissage, dateraient d'environ 25'000 BP.

5.1.2. Les graviers de la dépression lémanique

Ces graviers de progression semblent appartenir d'après leur âge et leur altitude à une nappe d'épandage unique occupant plusieurs sillons distincts. Généralement, ils reposent directement sur la Molasse; cependant en quelques points des sondages ont révélé la présence entre ces deux formations d'un peu de moraine de fond ou de sédiments glacio-lacustres. Etant antérieurs aux graviers, on peut leur attribuer un âge rissien ou plus probablement Würm inférieur.

On aurait donc la succession suivante de phénomènes:

- 1.-creusement d'anciennes vallées au Riss;
- 2.-arrivée des glaciers du Würm inférieur qui élargissent et retouchent les anciennes vallées et y abandonnent de la moraine de fond ou des sédiments glaciolacustres;
- 3.-nouvelle érosion qui élimine partiellement ces dépôts glaciaires;
- 4.-puis au Würm moyen, retour du glacier précédé des graviers de progressions;
- 5.-eux-mêmes suivis de moraines de fond parfois façonnées en drumlins datant alors du maximum glaciaire (25'000 à 19'000 BP) ou à rattacher à la phase régressive.

Les graviers de Bioley-Orjulaz

La gravière de Bioley-Orjulaz, située au centre d'un triangle Boussens - Bettens - Bioley-Orjulaz, a fourni des indications importantes sur le Quaternaire supérieur (Würmien) de la région. Il s'agit d'une ancienne vallée remplie de graviers invisible en surface et qui fut révélée par les travaux d'exploitation, la prospection électrique et les sondages de reconnaissance.

Cette ancienne vallée taillée dans la Molasse a été suivie sur 2.5 km. Son cours sinueux s'amorce vers le point 590 situé à mi-chemin entre Bioley et Boussens. De là, elle coulait vers le NW sur 1 km puis tournait à l'WSW pour sortir au vide en versant gauche de la Molombaz. Sa pente est d'environ 7 ‰, son fond plat encadré par des versants rocheux assez raides indique qu'elle a été retouchée par une langue glaciaire empruntant le tracé de l'ancienne vallée.

Le remplissage de la vallée débute en un point par une faible épaisseur d'argile à blocs surmontée par une couche tourbeuse. Par-dessus vient la masse des graviers d'origine alpine en couches horizontales. Elle mesure jusqu'à 45 m d'épaisseur et se trouve divisée en deux niveaux par une couche limoneuse. La faune commune aux deux niveaux est typique des périodes froides du Riss et du Würm. Elle comprend *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bos*, *Rangifer* et *Equus*. Le niveau inférieur a été daté par le C₁₄ de 34'000 BP ± 2'000, et le supérieur et le niveau limoneux de 25'000 BP ± 500.

Par dessus les graviers, repose en discordance un drumlin morainique orienté SN (la colline de Paradis) synchrone du maximum würmien (20'000 BP).

En direction de Boussens, les graviers passent à de la moraine caillouteuse prouvant leur origine fluvio-glaciaire.

Les graviers de la Côte jusqu'à l'Aubonne

Entre la Promenthouse et L'Aubonne, en venant du lac, on rencontre d'abord une zone de faible déclivité tapissée de moraine déposée lors du retrait du glacier rhodanien, ce que prouve la présence des vallums morainiques d'Allaman et de Perroy. Ce replat est dominé par la pente raide portant le vignoble de La Côte, pente due à l'érosion glaciaire. Elle est localement revêtue d'une couverture morainique qui se poursuit au N sous le plateau de Pizy-Montherod.

Les ravins entaillant ce talus fournissent quelques affleurements de molasse chattienne recouverts par les graviers dits de La Côte. La moraine qui les recouvre est assez complexe comme l'ont montré les travaux de JEANNET (1923) et de ARN (1984).

Les graviers reposent directement sur la Molasse selon une surface qui descend d'E en W de 615 m d'altitude à 520 m avec une pente de 9 ‰. Ils se suivent sur 10 km avec une épaisseur variant de 20 à 30 m. Dans l'E, les galets alpins sont dominants, tandis que dans l'W ce sont les éléments jurassiens qui l'emportent, accompagnés de galets molassiques.

Reposant sur les graviers vient le complexe morainique qui, sous le Signal de Bougy, présente une alternance d'argile à blocs et de gravier argileux mal trié. Ce complexe a été daté par le C₁₄ de plus de 36'000 BP et vers Tartegnin de 34'000 BP. Les graviers de la Côte seraient donc plus anciens et peuvent être attribués au principal interstadiaire würmien.

On pourrait aussi y voir les alluvions d'une rivière longeant le bord du glacier rhodanien qui occupait à cette époque la dépression lémanique avec des cotes approximatives de 630 m à l'E et de 535 m au droit de Tartegnin. Cette hypothèse expliquerait bien la nature des galets qui proviendraient du glacier et également des versants.

Le vallon de l'Aubonne marque la limite occidentale des alluvions de La Côte. En effet, l'épaisse moraine argileuse qui occupe les versants escarpés du vallon, repose directement en trois points sur la molasse chattienne sans interposition de graviers soit au Coulet en aval de la voie ferrée; au pont d'Avoine au SE de la ville d'Aubonne (520.5/149.5) et vers 1 km au NE d'Aubonne (519.0/150.7). La moraine qui recouvre la Molasse est une argile à blocs ou moraine de fond où s'intercalent quelques bancs lenticulaires de graviers peut-être, d'après VERNET (1956), abandonnés par des cours d'eau sous-glaciaires. La haute Aubonne a capté, comme il sera exposé ultérieurement, l'ancienne Serine.

Les graviers entre Senarclens et Dizy

Entre la Venoge et le Jura s'étend une région peu accidentée tapissée de moraine, parsemée d'après CUSTER (1928) de drumlins orientés NNE selon le sens d'écoulement du glacier rhodanien. Rares sont les points où le substratum de la moraine (Molasse ou graviers) est visible, ce qui est tout à fait insuffisant pour reconstituer l'histoire antémorainique. Les meilleures indications ont été fournies par la prospection géophysique surtout par la méthode électrique (MEYER DE STADELHOFEN 1973). Les mesures de la résistivité du sous-sol per-

mettent facilement de distinguer les graviers résistants de la moraine argileuse et de la Molasse qui le sont beaucoup moins. Sur la carte des résistivités du canton apparaissent trois zones résistantes (graviers) orientés NNE comme les drumlins.

1.—La plus orientale, large de 1 km, se suit de Senarclens à Dizy, soit sur 4 km. Au voisinage de Senarclens, 9 forages pour la recherche de graviers ont été foncés. Ils ont été décrits par ARN (1984). Ils mettent en évidence un sillon creusé dans la Molasse et garni d'un peu de moraine à laquelle succèdent des argiles lacustres à microflore froide et pratiquement dépourvues de galets, montrant que le glacier responsable du dépôt morainique s'était déjà retiré vers l'E. Ces dépôts se terminent par un niveau tourbeux daté par C₁₄ de plus de 36'000 BP, soit synchrone des graviers inférieurs de Bioley. Par-dessus vient une couche de gravier épais de 8 à 12 m, que recouvre en discordance la moraine de fond du maximum würmien (20'000 BP). Cette érosion préglaciaire fait que le sommet des graviers, bien que leur stratification soit horizontale, s'abaisse du S au N de 590 m à 570 m.

2.—Deux km à l'W de la zone précédente, une série de taches résistantes signale une deuxième zone graveleuse partant de Saint-Denis vers le N. Une petite zone résistante entre Grancy et Cottens en fait peut-être encore partie.

3.—Plus à l'W encore vient le sillon de Cuarnens; il part du Veyron entre Mauraz et Chavanne-le-Veyron, où les graviers reposent directement sur la Molasse, et s'étend vers le NE jusqu'à Chevilly.

Notons que l'altitude du niveau tourbeux de Senarclens est comprise entre 574.5 et 590 m, soit 20 m plus haut que la base des graviers inférieurs de Bioley-Orjulaz.

En résumé: L'histoire quaternaire de cette région débute au Würm inférieur ou au Riss par le façonnement glaciaire du substratum molassique. L'érosion y a creusé 3 sillons dirigés N ou NE, sens d'écoulement du glacier qui y abandonne une couverture discontinue de moraine de fond. Puis dans les zones basses de Senarclens, s'installe un lac dont les dépôts se terminent par un niveau palustre. Tout cela a lieu avant 36'000 BP. Puis précédant le dernier maximum glaciaire du Würm (20'000 BP), une nappe de graviers fluvioglaciale termine le remplissage des sillons, suivi par l'arrivée du glacier qui va coiffer le tout par quelques mètres de moraine de fond et des drumlins.

La région genevoise

Avant l'arrivée du glacier rissien ou würmien, une érosion importante a raboté la Molasse et y a creusé des sillons que le Quaternaire va remplir. L'épaisseur du remplissage peut y atteindre 100 à 150 m, tandis qu'entre les sillons, elle se réduit à quelques mètres de moraine (MAYSTRE et VERGAIN 1992).

Dans le sillon de Cartigny, le long du Rhône, on observe la succession suivante de bas en haut:

1.—Deux à trois mètres de moraine de fond à galets striés attribuée au Würm inférieur ou au glacier rissien comme la surface d'érosion sur laquelle elle repose.

2.—Puis viennent des sédiments argilo-limoneux à rares galets. La partie supérieure, riche en débris végétaux, pollens en mauvais état et gastéropodes, est généralement dénommée *marnes à lignite*. Un certain nombre de datation

au C₁₄ ont fourni des âges supérieurs à 40'000 BP, soit probablement du Würm inférieur.

3.–Puis vient l'«*alluvion ancienne*», couche de graviers équivalents à ceux de La Côte.

4.–La *moraine intermédiaire* parfois discordante sur l'alluvion ancienne ou reposant directement sur la Molasse quand cette dernière est absente. Elle peut atteindre 20 à 30 m d'épaisseur.

5.–Le *complexe glaciolacustre*, limon argileux bien stratifié ou feuilleté, pouvant admettre à son sommet des graviers ou des blocs.

6.–Le *complexe morainique supérieur* reposant sur le niveau précédent ou en son absence directement sur le niveau 4. Il devient alors impossible de les séparer.

7.–Enfin, vient un nouveau complexe glacio-lacustre dont les couches ont été déformées par l'arrivée de la dernière avancée du glacier. Elle serait donc antérieure au maximum de 20'000 BP.

Les niveaux 4 à 7 peuvent se placer dans le Würm supérieur et résulter d'oscillations secondaires du front glaciaire.

Le versant lémanique oriental – La Veveyse

Le premier problème qui se pose en parcourant le versant lémanique d'E en W est celui de la Veveyse. Dans son cours montagneux, cette rivière comporte deux bras drainant la chaîne des Verraux, la Cape-aux-Moines et le Moléson, appelés Veveyse de Châtel et Veveyse de Fégire (ou Feygire). La première coule vers l'W jusqu'à Châtel-St-Denis où elle tourne brusquement vers le S pour rejoindre 2 km en aval celle de Fégire. Puis la Veveyse ainsi formée coule au SW dans une gorge étroite taillée dans la Molasse rouge pour se jeter dans le Léman. Ainsi les deux bras de Châtel et de Fégire font partie intégrante de la Veveyse, ce qui n'a pas toujours été le cas ainsi que nous l'avons vu précédemment.

Dans leur segment montagneux en amont des écailles ultra-helvétiques, la vallée de ces deux Veveyse présente une asymétrie très marquée. Les versants droits sont en gros taillés dans la roche en place (Grès de Gurnigel), les versants gauches dans la moraine. L'amas morainique du vallon de Fégire est le mieux connu grâce aux travaux autoroutiers et à l'étude de ARN (1984). Il occupe une ancienne vallée dont le tracé s'écarte de l'actuel. En amont du pont de Fégire, elle passe au S de la rivière actuelle. En aval du pont, au lieu de tourner au SW comme la rivière actuelle, elle se dirige au NW en direction des gravières de Flumeau.

Dans le fond de cette ancienne vallée, on trouve quelques mètres de graviers surmontés par une argile à blocs (moraine de fond). Par-dessus, vient une épaisse série morainique faite de sable, de graviers et d'argile ou limon rubané à galets striés. Cette dernière catégorie devient prépondérante dans le SW vers le Vieux Châtel, ce qui porte à croire que le glacier rhodanien formait là un barrage transformant en lac les deux anciennes vallées. Il s'y dépose 40 à 50 m de fluvio-glaciaire coiffé par la moraine de fond würmienne. En deux points, des débris végétaux (branches, etc.) ont été trouvés au toit de la moraine à la base de la série. Ils ont été datés par C₁₄ de $\geq 36'000$ BP et de 50'000 BP et donc d'un interstade würmien. L'argile à blocs sous-jacente daterait alors du début du Würm (Turicum) et le creusement de l'ancienne vallée de l'inter-

glaciaire Riss-Würm. Cette solution a été proposée par ARN (1984, p. 139) sous la dénomination de «proposition 1».

Le retrait du glacier fut suivi d'un important épandage de gravier à éléments surtout locaux jusque dans la région de Châtel-St-Denis.

Avant cette époque post-glaciaire, les deux rivières de Châtel et de Fégire s'écoulaient directement vers l'W suivant le cours du Tratel par Remaufens et recevait à Franex la Broye de Rogivue. Nos deux rivières appartenaient donc au réseau rhénan. L'âge de la capture par la Veveyse ne peut être précisé; tout ce que l'on sait, c'est qu'elle est récente, en tous cas postérieure à 20'000 BP, date du dernier maximum würmien.

Les gorges du Chauderon

La Baye de Montreux a creusé entre les Avants et Montreux une étroite vallée, les gorges du Chauderon (LUGEON 1901).

A la cote 680 au droit et en aval du Pont de Pierre, s'observe un bel exemple d'épigenèse. A l'E du cours actuel passe une ancienne vallée, large, remplie de moraine et plus profonde que le cours actuel; à l'W la gorge épigénétique où passe le sentier est taillée dans la roche en place. On en conclut à l'existence d'une phase d'érosion ancienne –creusement de l'ancienne vallée– certainement antérieure au maximum würmien auquel on peut attribuer son remplissage morainique. Puis la Baye a creusé le cours actuel. Il coïncide généralement avec l'ancien cours sauf dans la localité citée plus haut où cette coïncidence ne s'est pas produite.

Le creusement de l'ancienne vallée fut généralement attribué à l'interglaciaire Riss-Würm. On n'en a pas la preuve, il pourrait aussi bien dater d'un interstade würmien. LUGEON (1901), vu la fréquence dans les Alpes des vallées épigénétiques et le très important creusement des anciennes vallées, était en faveur de la première solution.

Les sillons de la Claie-aux-Moines et des Losiardes

Il s'agit de deux vallées fossiles, longues de 3 à 4 km, comblées de détritique et masquées en surface par de la moraine de fond du glacier würmien (WEIDMANN 1987, 1988).

Le *sillon de la Claie-aux-Moines* prend naissance 600 m au SE de Savigny, recoupe la Paudèze à la cote 791, puis se dirige au SW pour s'effacer à la cote 600 m environ. Sous la moraine de surface, on trouve un remplissage, surtout graveleux exploité dans plusieurs gravières. Vers Gefry, l'ensemble de ce Quaternaire mesure 72 m d'épaisseur.

Le *sillon des Losiardes* descendant au SSE se suit sur 3.5 km. Il apparaît 500 à 600 m à l'E de Vers-chez-les-Blancs et se perd au S de l'autoroute où son remplissage quaternaire mesure plus de 50 m, dont 16 m d'argile et de limon à rares passées de gravier encadrés par deux couches de moraine. Dans la couche supérieure, à 13 m de profondeur a été trouvé un tibia de *Rhinoceros tichorhinus*, un des fossiles caractéristiques des périodes froides du Würm et du Riss.

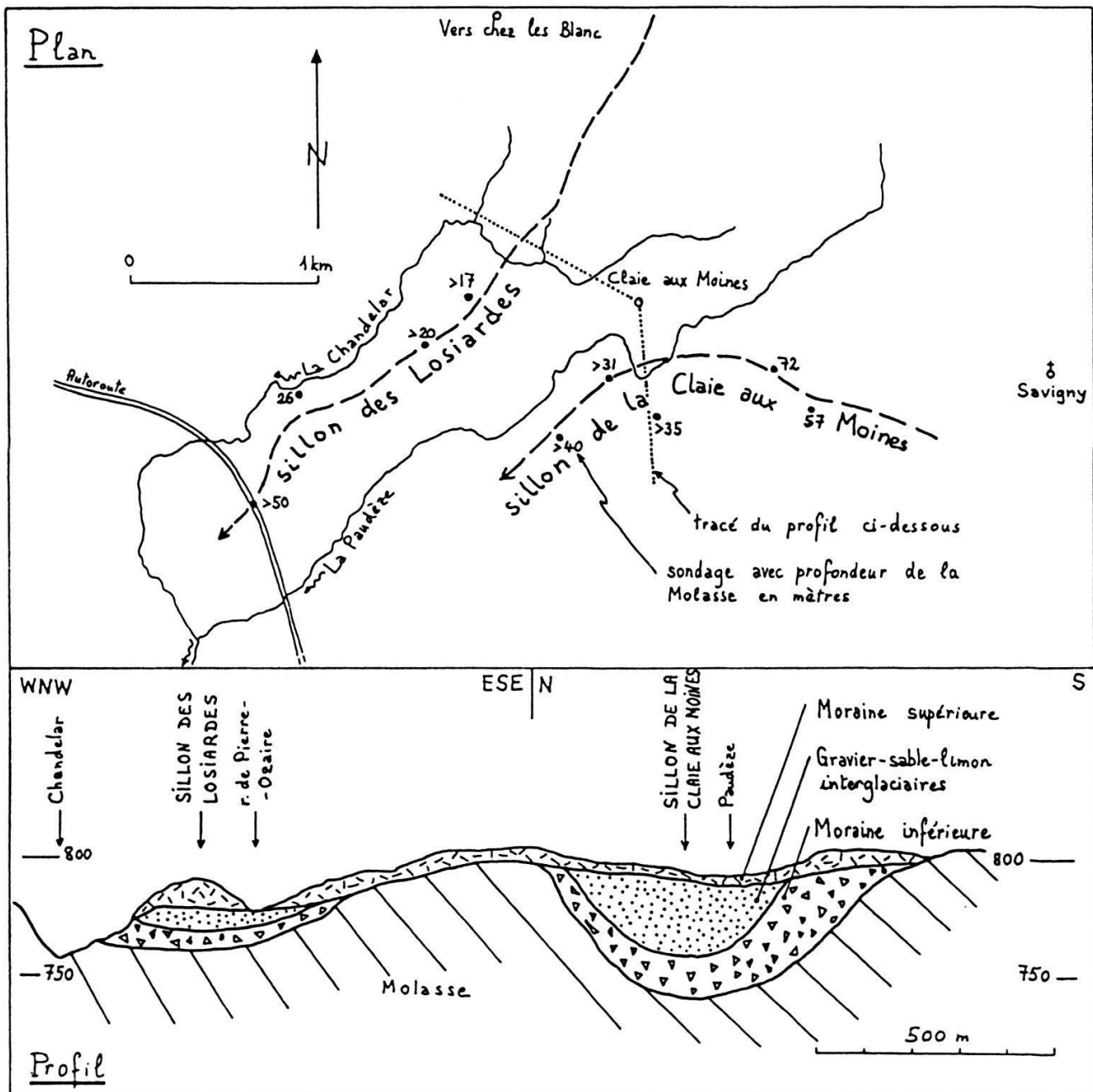


Figure 10.—Les sillons des Losiardes et de La Claie-aux-Moines (tiré de WEIDMANN 1987).

5.1.3. Le versant rhénan

Au delà de la ligne de partage des eaux définie précédemment, le territoire vaudois appartient au domaine rhénan. Il s'agit d'une ancienne surface façonnée au Pliocène et au Quaternaire recouverte d'une faible épaisseur de dépôts mis en place durant l'avancée et le retrait de la dernière invasion glaciaire du Quaternaire supérieur. Si bien que la surface actuelle reflète à quelques mètres près celle du fond molassique.

Deux dépressions majeures, celle de la Venoge et celle de la Broye, permettent d'y distinguer trois secteurs:

- 1.–le Jura vaudois (vallées de Joux, du Nozon et de l'Orbe);
- 2.–le Gros-de-Vaud;
- 3.–la vallée de la Broye;

Le Jura Vaudois au Quaternaire, les vallées de Joux, du Nozon et de L'Orbe
AUBERT (1965), ARN (1984)

La Vallée de Joux et les montagnes environnantes auraient été, d'après AUBERT (1965), submergées, lors du maximum würmien, par une puissante calotte de glace culminant à plus de 2'000 m. La preuve en serait fournie par la découverte en de rares points des anticlinaux érodés de quelques galets de Valanginien. Ces derniers auraient été arrachés au synclinal de Joux et transportés par l'extrusion de la glace chassée latéralement et vers le haut par la surcharge dans l'axe de la vallée. Mais il faut remarquer que le Valanginien existait dans la couverture des noyaux jurassiques avant leur érosion et que les galets incriminés pourraient en provenir. Il est d'autre part curieux qu'une telle calotte soit unique et qu'on n'en retrouve pas dans le Val de Travers, ni dans le Val de Ruz. L'hypothèse de AUBERT (1965), admise aussi par ARN (1984) me paraît bien incertaine.

A son maximum, le glacier würmien devait, d'après l'altitude de ses moraines, remplir la Vallée de Joux jusqu'à la cote 1'200 à 1'300 m. A sa terminaison NE, la glace pouvait s'en échapper par les cols de Tornaz (1'160 m) et de Petra Felix (1'150 m) et gagner les cuvettes de Vallorbe et de Vaultion. Entre ces deux lobes de glace, la Dent de Vaultion formait une sorte de nunatak. En prenant 1'250 m pour la cote du glacier, on trouve une section utile de 240'000 m² pour le premier et la moitié seulement pour le second d'où le développement plus important du lobe de Vallorbe par rapport à celui de Vaultion.

Vers 18'000 à 19'000 BP, le glacier de Joux se met à décroître. Les décharges sur Vallorbe et Vaultion diminuent. Puis, quand la cote du glacier atteint 1'150 m, elles cessent; la Vallée de Joux surcreusée par le glacier se transforme en un bassin fermé où coexistent lac et glacier. L'écoulement de L'Orbe supérieure qui se faisait à l'air libre devient souterrain. Puis le lac s'abaisse jusqu'à sa cote actuelle (1'005 m), le glacier a disparu.

On trouve dans le lac des paquets morainiques aplatis par le mouvement des eaux. Mais en amont du lac les moraines ont gardé leurs formes originales. C'est là à Pré Rodet, vers le Brassus, qu'a été découvert un squelette de mammoth daté par C₁₄ de 12'300 BP. C'est donc la date de naissance approximative du lac de Joux.

L'altitude maximum du glacier de Joux est aussi celle de l'inlandsis butant contre le Jura. En effet, on note la présence de blocs erratiques alpins à 1'200 m au Chalet Devant, 1'150 m à Lignerolle, 1'250 m à la Matoule au flanc SE du Suchet. La confluence des deux glaciers se faisait vers l'altitude de 1200 m. Le contact des glaces avait lieu 1 km environ en aval de Vaultion pour la vallée du Nozon et pour celle de l'Orbe au droit de la cascade du Day au pied de laquelle se trouve un énorme bloc de granite.

Ce maximum würmien où la glace atteignait 1'250 m aux flancs du Jura n'est pas daté avec précision. Il se situe probablement vers 20'000 BP. Dès 19'000 BP s'amorce le retrait des glaciers. Puis la surface du glacier s'abaisse pour atteindre 405 m, cote de la haute terrasse dite de 30 m vers 13'000 BP.

Puis le retrait s'accroît et vers 12'000 BP les glaciers ont disparu sauf dans les hautes montagnes.

En suivant vers le SW le pied du Jura, on rencontre des moraines allongées selon la pente du versant et recouvrant celle du grand glacier du Rhône.

Le vallon de Cergeaulaz (Atlas géologique suisse, feuille 5, 300 Mont-la-Ville - 301 La Sarraz - 302 Montricher - 303 Cossonay) qui descend de la région du Molendruz est encadré par des vallums latéraux qui devaient encadrer une étroite langue glaciaire se terminant à la cote 739 m.

À l'W de Montricher, une demi-douzaine de crêtes morainiques flanquaient un petit glacier s'écoulant par la dépression des Verrières. Au dessous de 750 m, elles passent à une aire de fluvioglaciaire large de 1 km environ et longue de 2.5 km, dont l'extrémité touche presque le Veyron.

Entre Saint-Cergue et Givrins, de part et d'autre du vallon de la Colline, entre les cotes 600 et 750 m, LAGOTALA (1919) signale deux vallums dirigés au SE, soit normalement aux moraines rhodaniennes. Ils devaient encadrer une langue glaciaire issue de la région de la Dôle et de Saint-Cergue.

Rien ne s'oppose à ce que ces récurrences appartiennent, comme celles de la vallée du Rhône à la phase d'Egesen (11'000 à 10'000 BP). C'est moins évident dans le cas des bassins de l'Orbe et du Nozon que nous allons aborder ci-après.

SCHARDT (1898) a signalé la présence au Day d'argiles feuilletées remplissant une ancienne vallée plus profonde que l'actuelle. Elle devait se prolonger vers l'aval en versant droit sous un recouvrement morainique jusqu'aux Clées. Là, on retrouve l'ancienne vallée sous le village, alors que la rivière actuelle, qui coule sur la roche en place, passe au S de la colline du Château. Le remplissage d'argile et de sable de l'ancienne vallée s'est déposé dans un lac de barrage créé par le glacier alpin progressant vers le Jura et qui finira par le recouvrir partiellement.

En versant gauche, dans la région de Lignerolle-Les Clées, la couverture quaternaire débute par une couche de moraine de fond alpine. Par dessus vient de la moraine comportant des éléments alpins et jurassiens en proportion variable. Généralement, la fréquence des éléments jurassiens augmente vers le haut où ils finissent par prédominer et rester seuls. La proportion d'éléments alpins et jurassiens ne permet pas de distinguer l'origine des moraines, seule la morphologie le permet dans certains cas.

Ces moraines «mélangées», étant superposées à la moraine de fond, sont plus jeunes que cette dernière liée à la phase de progression du glacier alpin, les moraines «mélangées» étant liées à sa phase de retrait.

Concernant la récurrence du glacier de l'Orbe, rappelons qu'au moment où s'amorce le retrait de l'inlandsis, soit vers 19'000 BP, la confluence des glaciers se faisait au droit du Day à l'altitude de 1200 m environ. Après le retrait ou pendant ce dernier d'après AUBERT (1965) et ARN (1984), le glacier de l'Orbe serait descendu par gravité jusqu'aux Clées où les vallums confluent de chaque côté de la vallée; son avancée maximum serait d'environ 4 km.

Dans la vallée du Nozon, les choses sont moins claires. La réavancée du glacier local serait de 3 km environ, avec un front situé en amont de Romainmôtier.

Comment expliquer ces récurrences ? La première solution qui vient à l'esprit est d'y voir une conséquence du refroidissement de la phase d'Egesen, soit autour de 10'000-11'000 BP, mais AUBERT (1965) et ARN (1984) admet-

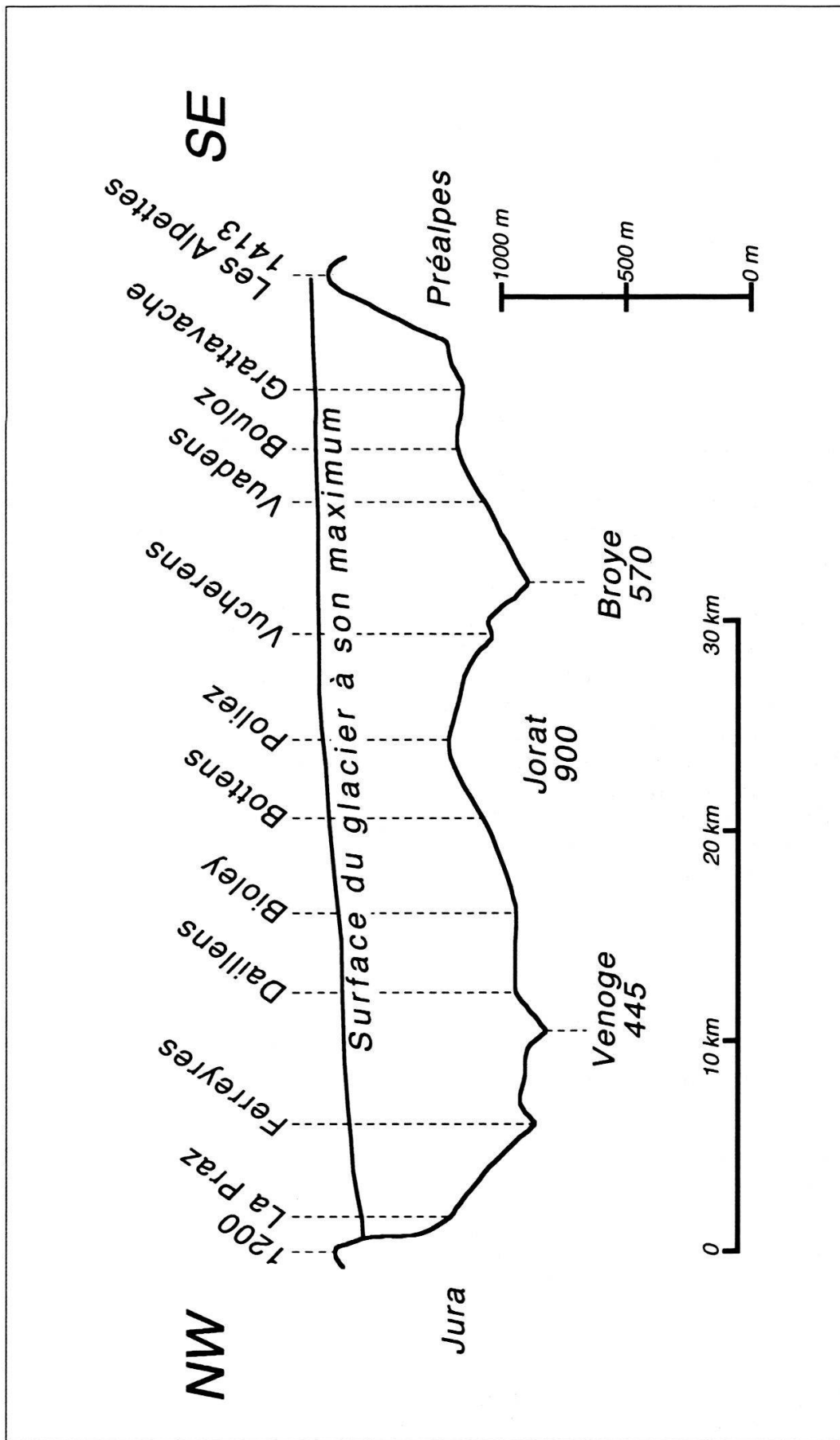


Figure 11.-Profil schématique à travers le Moyen Pays vaudois.

tent que l'avancée des glaciers locaux s'est faite simultanément avec la retraite de l'inlandsis et que ce dernier bloquait l'avancée des glaciers locaux. Lors de sa fonte, ces derniers n'étant plus soutenu se mirent à descendre par gravité.

La première explication me paraît mieux en accord avec le comportement des glaciers. En effet, d'après les volumes en présence, les glaciers jurassiens ont dû se retirer les premiers et avaient perdu le contact avec le Grand Glacier du Rhône. Il a fallu une phase froide pour qu'ils avancent rapidement et viennent recouvrir en le remaniant le glaciaire rhodanien. Cette phase froide ne peut être que celle d'Egesen.

En ce qui concerne maintenant la bordure occidentale de la plaine de L'Orbe, elle est formée par des coteaux molassiques dont l'alignement NS semble prolonger la faille méridienne d'Orbe. Environ 2 km au N de cette ville, la direction et la nature de ce talus changent; elle devient NE et c'est le Quaternaire qui la constitue. Bien marquée des Tuileries à Grandson, elle s'atténue vers Corcelettes, puis disparaît. En arrière de ce talus, s'étend jusqu'au pied du Jura une zone molassique et morainique peu accidentée, traversée par deux rivières WE, la Brinaz et l'Arnon.

La partie la mieux connue de ce secteur est celle de Grandson. En voici, de bas en haut, les niveaux successifs:

1.—La série quaternaire débute sur la Molasse stampienne par une faible épaisseur de moraine de fond alpine d'âge imprécis rissien ou würmien inférieur.

2.—Par-dessus repose un complexe palustre et lacustre comprenant 8 m de lignite, réparti sur plusieurs couches séparées par des intercalations argileuses. Il se termine par 1 m d'argile lacustre qui isolait les couches exploitées d'une nappe aquifère captive contenue dans le niveau 3 suivant. Les lignites ont fourni, outre d'abondants débris végétaux (feuilles, branches et troncs aplatis), des ossements de mammifères dont: cerf abondant, élan, castor, bison, phacochère, etc. L'étude des pollens indique un climat tempéré avec tendance à un climat plus froid vers le haut. Il s'agit probablement d'un interstade würmien, éventuellement de l'interglaciaire Riss-Würm. Les datations au C_{14} indiquent plus de 35'000 BP et ne permettent pas de trancher la question.

3.—Cinq à dix mètres de gravier à petits galets bien arrondis, uniquement d'origine jurassienne. Cette couche de gravier détermine le talus dominant le lac. Notons qu'on trouve dans les graviers des fragments de lignite. C'est donc à une érosion contemporaine de leur arrivée que l'on doit la disparition latérale du lignite.

4.—Enfin, coiffant le tout, la moraine du plateau de Giez. Le dépôt de cette moraine a été précédé par une érosion qui a provoqué un certain recul du talus et un approfondissement du lac de Neuchâtel. Le glacier a non seulement mis en place la moraine du plateau de Giez, mais il en a plaqué contre le talus de sorte que la coupe décrite ci-dessus n'est pas visible en surface.

La couche de gravier se suit vers le SW jusque dans le coteau dominant la région des Tuileries où elle a fait l'objet d'une étude par JAYET et PORTMANN (1960, 1966). Là, entre les cotes 470 et 485 m sous 2.5 m de moraine alpine, affleure une alternance de graviers jurassiens et de limon contenant de petits gastéropodes dont des formes considérées par Jayet comme caractéristiques de l'interglaciaire Riss-Würm. La moraine alpine sous-jacente et qu'on retrouve dans la Brinaz serait alors rissienne. C'est aussi l'opinion de BERTSCHY (1958) qui en signale également en rive droite de l'Arnon entre Fiez et Champagne.

Le Gros-de-Vaud (BERSIER 1942; AUBERT 1981)

Il s'agira dans ce chapitre du secteur rhéman compris entre la Broye et la dépression Venoge - Plaine de l'Orbe - lac de Neuchâtel. Il culmine dans le Jorat à 932 m où sa largeur atteint 18 km. Vers le NE, il s'amenuise pour se terminer au Mont Vully à l'altitude de 653 m.

Lors de sa dernière invasion glaciaire, l'inlandsis rhodanien recouvrait toute la région avec des épaisseurs de glace atteignant 400 m dans le Jorat, 800 dans les dépressions mentionnées précédemment. En se retirant, il abandonna sur le pays une faible couverture détritique, sauf dans quelques dépressions où elle peut atteindre quelques dizaines de mètres. On peut donc admettre qu'en gros la topographie actuelle reflète celle du bedrock.

Morphologie du Jorat

La morphologie du Jorat est caractérisée par des collines allongées selon l'écoulement du glacier, où la roche affleure ou possède une faible couverture morainique. Entre ces collines, les dépressions sont remplies de moraine et leur fond rocheux est plus bas que celui des rivières qui les traversent. Parmi ces anciennes dépressions, on peut citer: le couloir des Ussières au NW de Mézières; celle du Talent à l'E des Saugealles, celle de Sainte-Catherine, etc. (BERSIER 1938).

L'évolution morphologique comporte donc deux phases: une phase ancienne plus accentuée que l'actuel et une phase récente où le glacier a raboté les collines et provoqué le remplissage des dépressions avec sa moraine. Les cours de deux affluents de la Broye, la Mérine et la Bressonaz, illustrent ce phénomène. Ces deux rivières se présentent de façon semblable. Dans leurs parties basses, elles coulent sur la Molasse et les flancs de leur vallée sont dépourvus de glaciaire. Dans leur zone médiane, des sédiments glaciaires, moraines ou fluvioglaciaires, subsistent. Dans leur zone supérieure ou bassin collecteur, les ruisselets qui la constituent coulent à nouveau sur la Molasse. BERSIER (1938) expliquait ce dispositif par des variations du niveau de base. Or il ne peut s'agir de l'actuel niveau de base fixé par la Broye, les variations de ce dernier étant sans influence sur la partie moyenne ou haute de ses affluents. Ce niveau de base élevé ne peut être dû qu'à une langue glaciaire remplissant la vallée de la Broye et déterminant des lacs où du fluvioglaciaire a pu s'accumuler. Puis, lors du retrait du glacier, l'érosion reprend, nettoie complètement la partie basse de la vallée, mais seulement partiellement la partie moyenne. Le phénomène se déroule donc en trois temps: creusement, remplissage morainique, recréusement selon le même tracé.

Si l'on compare l'ancienne surface avec ses croupes et ses cuvettes et la carte structurale publiée par JORDI (1955, 1990), on constate qu'elle ne reflète ni les plis, ni les grandes failles du substratum rocheux. BERSIER (1942) et après lui AUBERT (1981) ont montré que les multiples failles et cassures visibles dans le fond molassique des rivières sont sans effet sur la topographie actuelle et sur le tracé des cours d'eau.

Les stries et cannelures gravées à la surface des bancs de grès durs du Miocène ou de l'Aquitainien, par les blocs enchâssés dans la glace, permettent de connaître quel fut le sens d'écoulement du grand glacier. Dans la région de Lausanne et de Renens, la direction des stries est en moyenne NNW. Plus au N, elles deviennent méridiennes, puis NE, c'est à dire parallèles au Jura qui

guide le mouvement général du glacier. Lors de son avancée son action érosive fut faible et il n'abandonna que peu de moraine, sauf dans quelques dépressions, en particulier dans les anciennes vallées creusées antérieurement à son arrivée.

La plupart des auteurs attribuent à cette morphologie une origine complexe. Elle serait due à l'action combinée du glacier, des cours d'eau et du ruissellement.

Dans sa synthèse sur la morphologie du Gros-de-Vaud, AUBERT (1981) en donne une description détaillée. Il y distingue des éléments en relief - les croupes (de Sullens, de Goumoens-la-Ville, de Poliez-le-Grand et de Thierrens) - séparées par des éléments en creux (vallée du Buron, cuvette de Bercher, couloir de Cheseaux, gouttière d'Echallens, trouée de Sottens).

Pour AUBERT (1981), la morphologie du Gros-de-Vaud serait surtout l'œuvre de l'érosion glaciaire. Pour BERSIER (1942), c'est le ruissellement qui en fut l'agent principal. Pour le premier, le modelé en croupes et cuvettes ne s'explique que par l'action du glacier, les dépressions étant les zones où cette action a été la plus vigoureuse. Pour le second, le glacier n'a fait qu'émauser une morphologie existante sans l'effacer totalement. Ce faible pouvoir érosif s'expliquerait par la vitesse réduite de la glace de la calotte.

Du point de vue géologique, le Gros-de-Vaud est taillé dans une série oligo-miocène monoclinale plongeant faiblement au SE et butant dans cette direction contre le chevauchement frontal de la Molasse subalpine.

A l'E, la croupe de Thierrens est déterminée par l'assise des grès du Burdigalien-Helvétien qui repose à l'W sur l'Aquitaniens moins résistant selon une ligne Le Mont, Montheron, Montaubion, Saint-Cierges, Chanéaz, Chavannes-le-Chêne.

A l'W du Burdigalien, l'Aquitaniens occupe une zone de 4 à 5 km de large. Sa base longe la croupe de Vuarrens; mais quand cette dernière s'abaisse vers Essertines, l'Aquitaniens la déborde et s'approche de la plaine de l'Orbe à l'W de Pomy.

Plus à l'W y compris sur la croupe de Vuarrens règne l'Oligocène. Au NE, la structure se complique par la présence d'un accident plus ou moins chevauchant qui du forage d'Essertines se suit vers Cuarny et le lac de Neuchâtel. Au SE de l'accident, le Burdigalien-Helvétien dessine un synclinal perché dit de Cronay, séparé de la masse principale du Miocène par le couloir oligocène de Donneloye-Molondin.

La zone oligocène n'est plus monoclinale. Un anticlinal (anticlinal du Mormont) la traverse obliquement. Au delà de Goumoens-le-Jux, il doit se poursuivre par le couloir Donneloye-Molondin.

Les graviers de Sottens

Sur la carte géologique du Jorat au 1:25'000 de BERSIER (1952), des graviers inframorainiques figurent comme le plus ancien terrain du Quaternaire de la feuille. Ils appartiennent à la phase de progression du glacier würmien et sont analogues à ceux de Bioley-Orjulaz décrits dans un chapitre précédent.

Le village de Sottens est au centre d'une zone déprimée limitée au N par le Bois de Savary (alt. 852 m) au S de Thierrens et au S par les hauts de Peney-le-Jorat. Ces graviers inframorainiques ont été découverts et exploités en plusieurs points: immédiatement à l'W de Sottens à l'altitude de 770 à 780 m où

ils sont plus ou moins cimentés; à Praz Robert (alt. 765 m) 1.5 km à l'W de Sottens; à 200 m au N de Chapelle (760 à 768 m); à Martherenges (alt. 760 m) et vers le Moulin des Forges (alt. 770 m), 2 km au S de Sottens. Leur position semblable et leurs altitudes comprises entre 760 et 780 m nous portent à croire qu'il s'agissait à l'origine d'une seule nappe de graviers que l'érosion aurait par la suite morcelée, ses affleurements étant actuellement séparés les uns des autres par de la moraine, des drumlins ou des marécages. A l'origine elle devait couvrir 4 km². Ils ne sont pas sans analogie avec ceux de Bioley-Orjulaz dont l'altitude est cependant plus basse (590 m).

Une petite gravière au-lieu-dit le Chalet du Renard entre Peney-le-Jorat et Villars-Tiercelin a une altitude trop haute (860 m) pour être rattachée aux graviers de Sottens. Cette petite accumulation est probablement à classer parmi les dépôts post-morainiques.

Le tracé des rivières

Les rivières s'intègrent bien dans cette topographie à l'exception du Talent dont le tracé en zig-zag pose un difficile problème. Il débute dans le Haut Jorat par la réunion de nombreux ruisselets, puis il coule droit au N jusqu'au S de Froideville. De ce point, il se dirige à l'W sur 4 km vers Bretigny où il reprend la direction du N qu'il suit sur environ 5 km. Un kilomètre au SW de Poliez-le-Grand, il tourne à nouveau en direction de l'W. Ce secteur d'Echallens mesure 5 km jusqu'au droit de la colline de Saint-Barthélemy où il reprend celle du N pour atteindre la plaine de l'Orbe en amont de Chavornay.

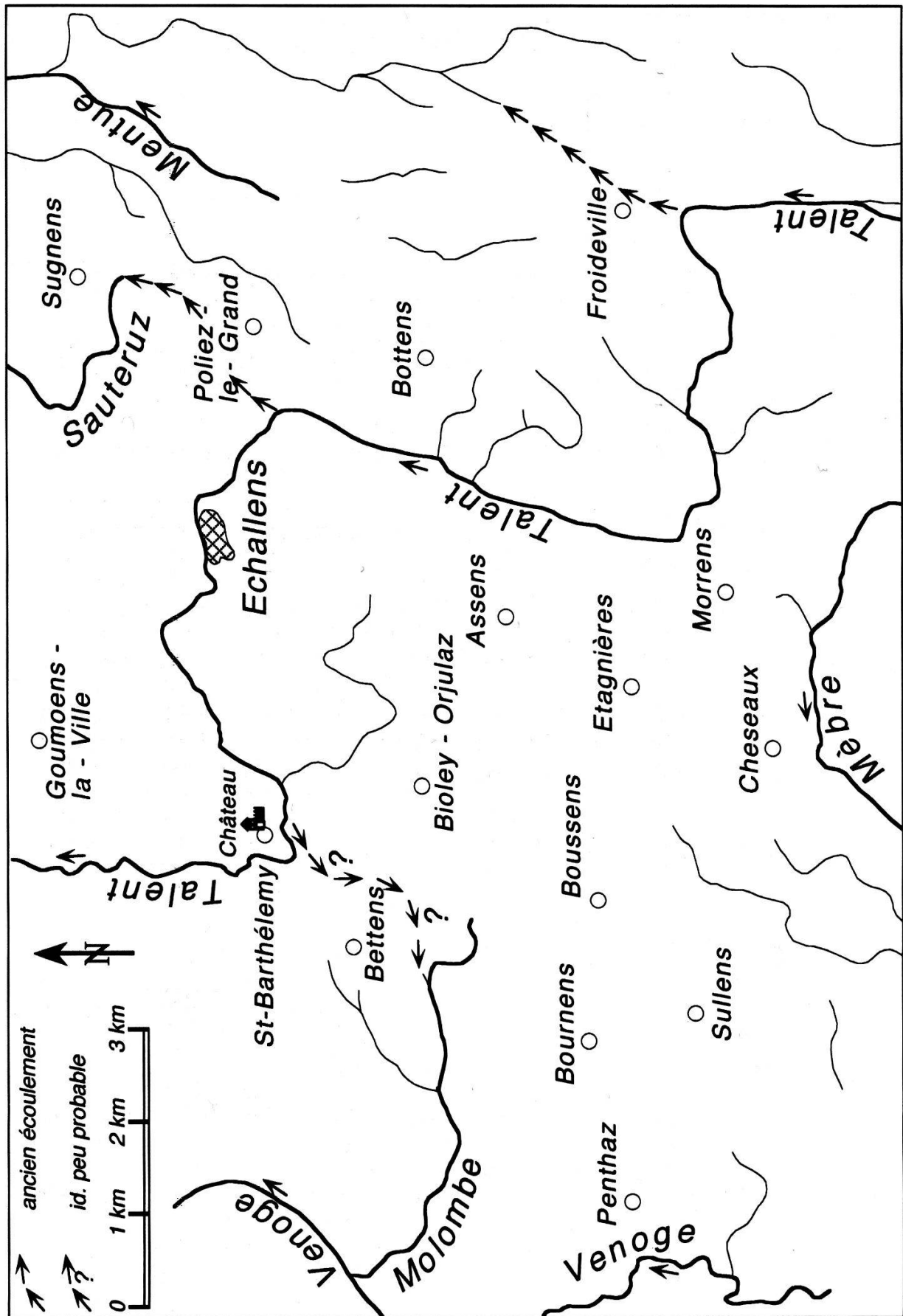
La bizarrerie de ce tracé implique certainement une histoire complexe. Quelques auteurs ont tenté de la résoudre avec plus ou moins de bonheur.

BÄRTSCHY (1913) et CUSTER (1928) pensent que le Talent supérieur poursuivait sa route vers Poliez-le-Grand pour gagner le Sauteru, donc le bassin de la Mentue. Il aurait été par la suite capturé vers Echallens par un affluent du «bas Talent». AUBERT (1981) s'oppose à cette hypothèse car on ne trouve pas trace d'un passage qui puisse la conforter sur l'interfluve Talent-Sauteru.

AUBERT (1981) admet que depuis son coude vers Poliez, le Talent décrivait une courbe entourant la butte molassique de Riond-Rochat, capturant au passage le haut Sauteru, puis rejoignait le cours actuel vers Echallens. Plus à l'W, il venait buter à l'W de la colline du Château de Saint-Barthélemy, contre un hypothétique bouchon morainique, qui l'aurait obligé à se frayer un chemin vers la gravière de Bioley-Orjulaz et la Molombaz. Tout cela n'est guère convaincant!

Quant au dernier segment NS du Talent, AUBERT (1981) le considère comme tout à fait anormal à cause de sa position au flanc de la croupe de Vuarrens. Ce tracé ne peut s'expliquer, écrit-il, que par la présence d'un glacier recouvrant le coteau Bavois-Le Coudray et dont le Talent aurait longé la limite orientale. La même explication serait valable pour le ruisseau d'Ependes et le Buron.

Les segments où la rivière coule au N ou au NE sont conformes à la structure géologique ainsi qu'avec l'écoulement du glacier et ne posent guère de problème. Il n'en est pas de même pour les segments EW dont l'origine demeure obscure.



La vallée de la Broye

La vallée de la Broye peut être subdivisée en cinq segments:

- 1.–de sa source à Bressonaz;
- 2.–de Bressonaz à Boulex (sillon d'Henniez);
- 3.–de Boulex à Fétigny;
- 4.–le Grand Lac de Soleure;
- 5.–la plaine de la Broye et le lac de Morat.

Le segment de sa source à Bressonnaz

A l'origine, la Broye prenait naissance dans la montagne fribourgeoise. Elle a été décapitée par la Veveyse à une époque relativement récente ainsi que nous l'avons décrit au chapitre sur les captures. De Châtel-St-Denis, où se situe le col de capture, à Bressonnaz, le cours de la Broye est conséquent. Il recoupe normalement les structures sauf de Palézieux-Village aux rapides de Villardin où il est plus oblique.

Deux de ses affluents méritent une mention spéciale. D'abord en rive gauche le Grenet dont les affluents au NW du Lac de Bret dessinent un réseau orthogonal dû aux croisements de cours subséquents et obséquents, et sur la rive droite le petit ruisseau d'Ecoteaux-Maracon. Dans ce dernier affleurent des limons gris, régulièrement varvés et contenant de très rares galets. Ce dépôt a été découvert par BUCHER (1985) et réétudié récemment par PUGIN *et al.* (1993). Les limons occupent le ruisseau à partir de la Broye et jusqu'au plateau de Very (Ecoteaux) sur lequel repose un delta fait de graviers et de sable en strates inclinées vers la Broye. Ce type de limon se retrouve sporadiquement dans le ruisseau des Rosaires. Il remplit aussi le fond du ravin de la Mionne.

L'origine des limons, comme nous l'avons décrit dans le chapitre 3.1. est à rechercher dans l'usure des roches rabotées par le glacier ou dans le lessivage des moraines. Comme l'indique la présence des varves, la sédimentation s'est faite dans un lac, probablement un lac de barrage par le glacier. Le bassin de la Broye, faisant partie du domaine rhénan, on ne peut savoir s'il s'agit d'un phénomène récent ou ancien, voire antérieur au Riss, comme le prétend PUGIN *et al.* (1993).

Le segment de Bressonnaz à Boulex (BRIEL 1962)

Jusqu'à Boulex, la vallée de la Broye est strictement rectiligne sur 17 km et dirigée N37°E, parallèlement au plis du Burdigalien de sa rive droite. Par contre, ceux de sa rive gauche dirigés NE sont légèrement obliques par rapport à la Broye qui est certainement contrôlée par un accident tectonique.

La Broye coule sur une plaine alluviale large d'environ 1 km avec une pente moyenne de 3 m au km. Son remplissage, sans tenir compte des cônes de déjections qui s'y superposent, consiste de l'amont jusqu'à Lucens en une alternance de sables et de limons. Plus en aval, les sables disparaissent et cèdent la place à une épaisse et monotone série de limons varvés, stériles. Vers Henniez, leur puissance dépasse 100 m. Ils affleurent dans le lit mineur de la rivière et vers Fétigny où ils sont exploités pour une briqueterie.

La vallée actuelle recoupe en rive droite une vallée plus ancienne remplie de sables et de graviers, le sillon d'Henniez. Il prend naissance entre Treize-Cantons et Seigneux et se suit sur 7 à 8 km jusqu'à Longeraie au NE de

Granges-sous-Trey où on le perd. Cette ancienne vallée fut par la suite transformée par une langue glaciaire en une auge à fond plat dont l'altitude dépasse d'une centaine de mètres le bedrock de la vallée de la Broye. Entre Henniez et Marnand, les deux vallées sont séparées par un étroit rempart de Molasse. Plus en aval, ce rempart disparaît et les graviers du sillon flanquent directement la vallée actuelle. Les forages ont révélé la présence sporadique sous les graviers d'une faible épaisseur de moraine de fond. Les graviers doivent dater du Würm supérieur, et le creusement du sillon et les restes de moraine de fond peuvent être attribués au Würm inférieur ou même au Riss.

A 1.5 km au N de Lucens, le fond plat de la vallée s'élargit et atteint 1 km. La rive droite de la plaine est occupée par les cônes de déjections de la Chaumière, de Treize-Cantons, d'Henniez, du Vauban et du ruisseau de Marnand. Ils sont limités vers la rivière par des talus de quelques mètres de haut qui n'ont rien à voir avec un quelconque niveau lacustre. Ce sont des talus d'érosion dessinant des festons imposés par les méandres de la rivière avant sa correction. Ils dominent le lit mineur qui coïncide vers Henniez avec le sommet du remplissage limoneux.

Le segment de Boulex à Fétigny

Dans ce secteur, de Granges à Brit la plaine est dominée sur sa rive gauche par un talus d'érosion de 10 à 20 m de hauteur décrivant une large courbe qui se suit vers l'aval en ondulant sous le village allongé de Fétigny.

Le Grand Lac de Soleure

(FAVRE 1883; AEBERHARDT 1909; ANTENEN 1936; voir cartes topographiques au 1:50'000, feuilles 242, 232, 233, 243)

Lors du maximum würmien (environ 20'000 BP) le glacier du Rhône atteignait Wangen, soit environ 10 km à l'E de Soleure (Soleure (Solethurn) où se trouvent ses arc morainiques frontaux. A son retrait un lac va occuper les zones basses surcreusées par le glacier d'abord jusqu'à la cote 470 m puis à la cote 450 lorsque l'Aar aura approfondi son cours à travers le verrou morainique de Wangen.

La plaine de la Broye et le lac de Morat

A la latitude de Payerne-Cugy, la plaine s'élargit brusquement à 3 ou 4 km; largeur qu'elle gardera jusqu'au lac de Morat. Sa pente qui était de 3 m/km tombe à 1.5 m/km et à moins de 1 m/km au voisinage du lac. Son remplissage détritique essentiellement limoneux et lacustre lui est fourni dans son angle SW par la Petite Glâne et son affluent le Bainoz et dans son angle SE par la Broye et l'Arbogne. Cette dernière à son débouché vers Corcelles-près-Payerne recoupe deux deltas lacustres aux altitudes de 470 et 450 m qui sont celles du «Grand Lac de Soleure» de FAVRE (1883).

Dans l'axe du lac de Morat, se dessine un bombement qui s'abaisse vers le NE et disparaît avant d'atteindre le Grosses Moos. Les deux dépressions qui l'accompagnent de part et d'autre sont probablement à mettre en relation avec les rivières mentionnées ci-dessus.

Les lacs de Neuchâtel et Bienne

(Voir cartes topographiques au 1:25'000 n° 1183, Grandson, n° 1184 Payerne, n° 1164 Neuchâtel - au 1:50'000 n° 242 Avenches).

La morphologie sous-lacustre du lac de Neuchâtel n'est pas sans analogie avec celle du lac de Morat. En effet, on note dans l'axe du lac de Neuchâtel d'une ride dite la «Motte» culminant à 420 m dominant de part et d'autre deux dépressions plus profondes d'environ 100 m. Celle du NW devait prolonger la Thièle et l'Areuse, celle du SE la Mentue. Ce dispositif, comme celui de Morat, s'atténue vers le NE et disparaît sous le recouvrement alluvial du Grosses Moos (le Grand Marais). Ce pays plat avec ses alluvions et ses tourbes s'étend du SE au NW selon une bande de 3 à 4 km de large perpendiculaire aux traits morphologiques des lacs de Neuchâtel et Morat.

La ride de la Motte (lac de Neuchâtel) trouve son équivalent dans le Jolimont que poursuit la ride portant l'île molassique de Saint-Pierre. La dépression occidentale se poursuit par celle où passe le canal de la Zihl; l'orientale, lors du lac de 480 m, par la zone morainique de Vinetz. Au delà de l'île Saint-Pierre, elles se réunissent pour former l'étroit couloir alluvial qui, par Bienne, gagne Soleure.

Le Vully serait alors l'équivalent de la chaîne de basses montagnes du Grossholz-Jensberg au N d'Ins. A l'E de cette chaîne, on retrouve le dispositif du lac de Morat. La ride axiale de ce dernier se poursuivrait par une étroite ride encadrée de deux zones alluviales, qui porte les villages de Müntschemier, de Treiten, de Siselen et de Bühl où elle se termine. Il n'y a plus alors qu'une seule dépression alluviale qui au S de Granges fusionne avec le couloir de Bienne-Soleure

Les études géophysiques (AXELROD 1978) ont prouvé que la profonde dépression remplie de Quaternaire diffère de celle du Grand lac de Soleure décrite ci-dessus.

La dépression du lac de Neuchâtel à son extrémité NE ne se prolonge pas par celle du lac de Bienne mais elle tourne plein E pour fusionner avec celle de la Broye-lac de Morat-Seeland; ce qui fait que morphologiquement la ride du Vully ne se prolonge pas dans le Jolimont, ni dans le Schaltenrain. Elle se termine brutalement contre la dépression décrite ci-dessus (voir AXELROD 1978, pl. 15).

Ce n'est que lorsque le plan d'eau du lac de Soleure atteint les cotes de 480 et 450 m que les lacs de Neuchâtel et de Bienne vont se trouver réunis.

Une stabilisation du plan d'eau des lacs de Morat, Neuchâtel et Bienne à l'altitude moyenne de 429 m a été obtenue grâce aux corrections des cours d'eau et à l'établissement d'un réseau de canaux reliant ces trois lacs.

5.1.4. L'avancée würmienne vers Soleure et Wangen

Cette avancée s'amorce par deux langues de glace remontant, en les excavant, les vallées de la Venoge et de la Broye. Plus tard, elles fusionnent et seront incorporées au vaste inlandsis würmien, mais les sillons qu'elles ont gravés dans le fond molassique subsistent.

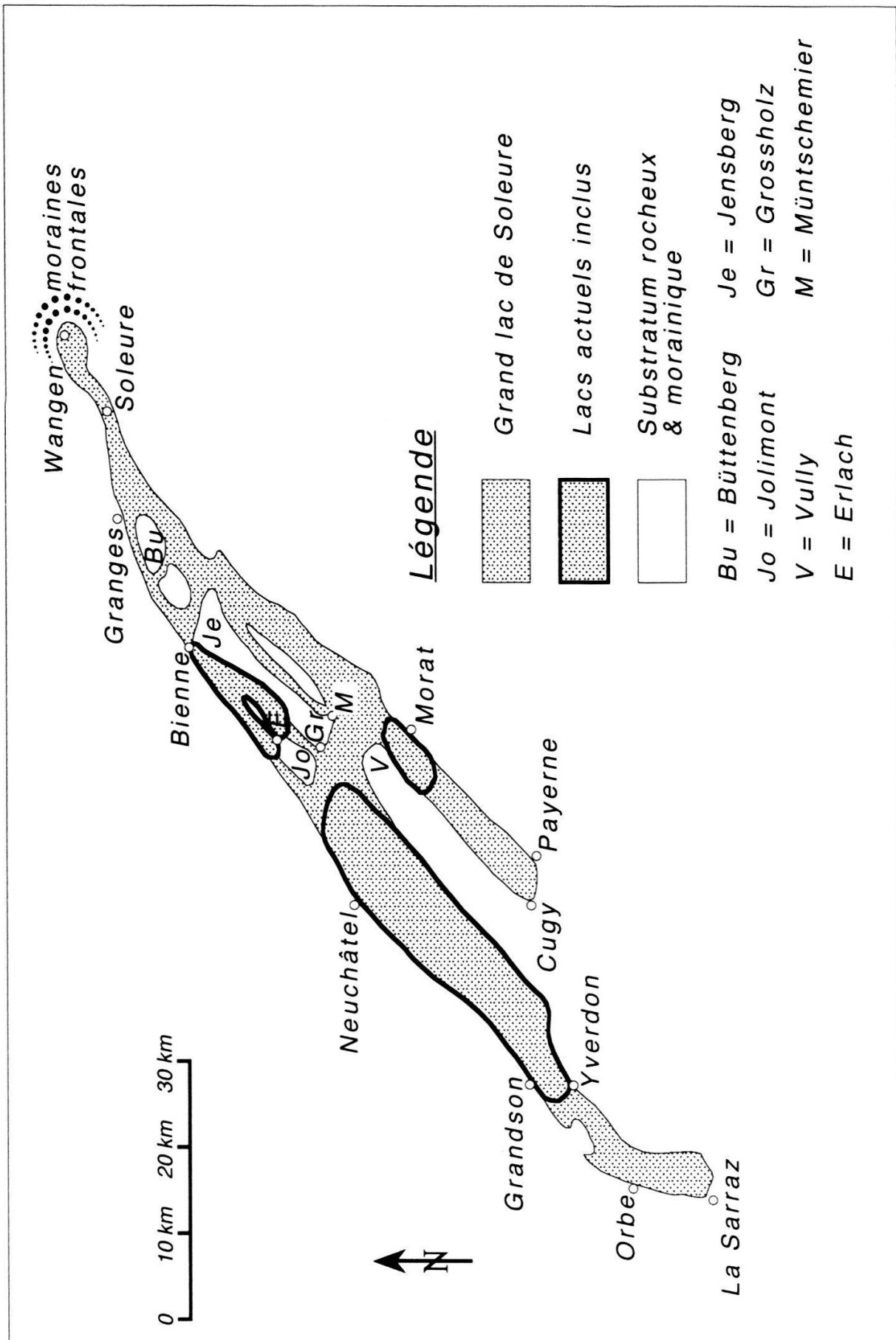


Figure 13.-Le Grand Lac de Soleure.

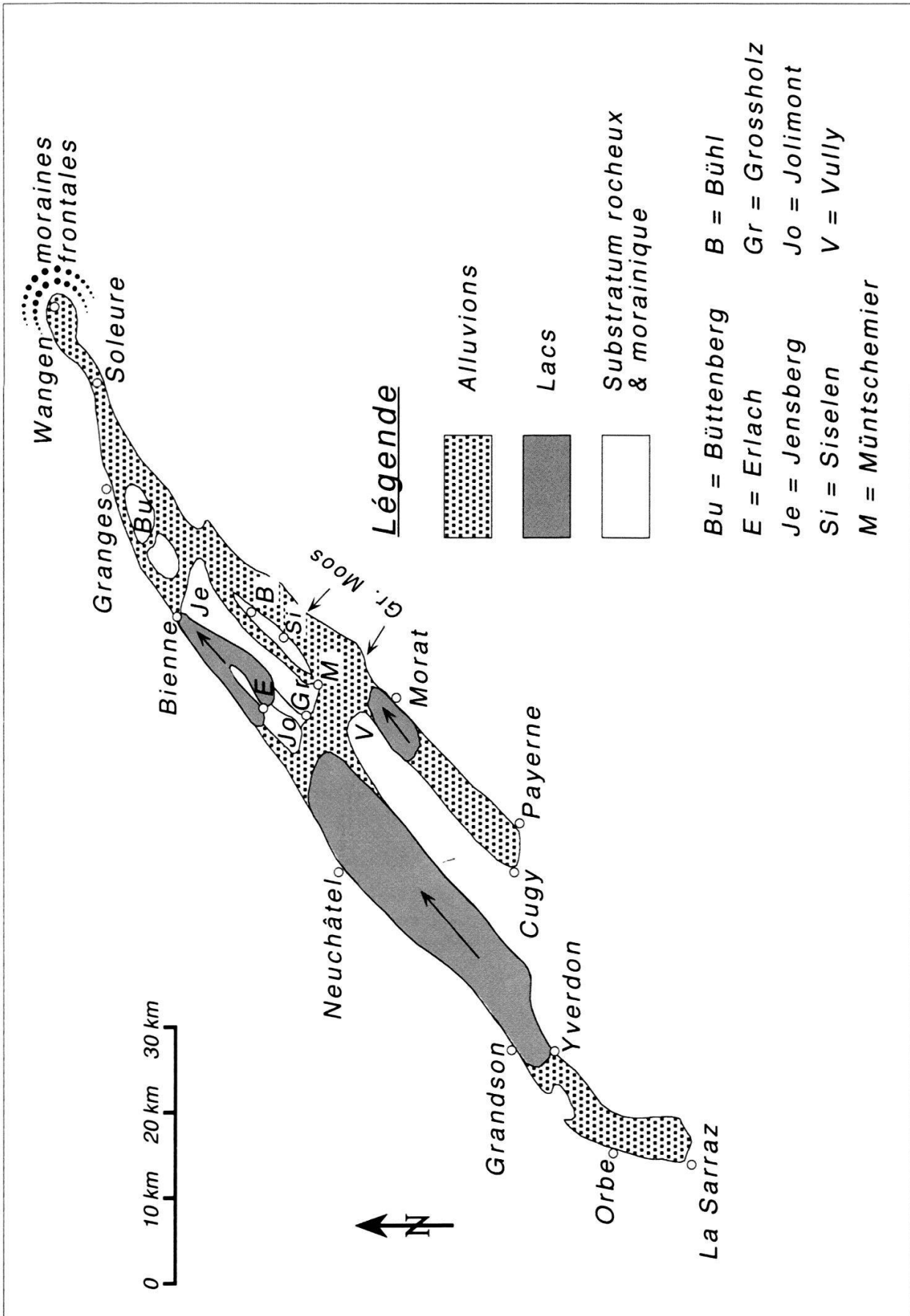


Figure 14.-Le Seeland, état actuel.

5.1.5. *L'avancée vers Lyon*

Vers Villeneuve, la glace s'élevait jusqu'à 1450 m. Son altitude au flanc du Suchet étant de 1250 m à son maximum, sa pente moyenne était donc de 4 à 5 m au km (0.45%).

Les blocs erratiques au flanc du Jura permettent de suivre vers le SW le bord de la calotte à condition qu'ils n'aient pas été déplacés lors de la récurrence des petits glaciers jurassiens. On suit ainsi cette bordure jusqu'au flanc du Grand-Crêt-d'Eau et du Vuache où des blocs erratiques ont été signalés à 900 m d'altitude (JAYET 1966).

Vers Genève, les choses se compliquent: le Grand Glacier, comprenant ceux du Rhône, des Dranses et de l'Arve, rencontre un premier obstacle, le Salève. La glace va glisser de part et d'autre de la montagne pour se ressouder à sa terminaison méridionale vers Cruseilles. D'après la pente du glacier, sa surface devrait se trouver au Salève à environ 1000 m; le haut du Grand Salève devait être émergé. Or, on y trouve des blocs erratiques jusqu'à 1300 m d'altitude, hors d'atteinte du glacier würmien. Ils furent donc attribués à la glaciation précédente, celle du Riss, mais cela n'est pas certain. En effet, le Petit et le Grand Salève sont séparés par la dépression de Monnetier tapissée de moraine. Cette dépression serait, pour d'aucuns, attribuée à un ancien cours de l'Arve qui aurait été soulevé après coup d'environ 300 m. L'altitude actuelle des blocs ne correspondrait pas à celle de leur dépôt.

Vers l'W, le glacier s'appuyait aux flancs du Reculet, du Grand-Crêt-d'Eau et enfin du Vuache, mais cette muraille n'est pas continue, le défilé de l'Ecluse où passe le Rhône l'interrompt. Cette trouée résulte d'un phénomène d'antécédence, le Rhône occupant déjà sa position lors du soulèvement du pli.

Profitant de cette brèche, une langue de glace a pu pénétrer dans le bassin de Bellegarde. Là, elle se heurtait à l'W au chaînon du Grand Colombier, qui avec ses altitudes de plus de 1300 m, l'a obligée à reprendre son écoulement vers le S et rejoindre le flux principal qui franchissait la terminaison méridionale du Vuache et le Mont de Musièges. Ainsi, l'unité du Grand Glacier se trouve reconstituée. Plus au S, un nouvel obstacle se présente, le Gros Faoug qui, avec sa crête NS de 1050 m d'altitude, va à son tour diviser le flux de glace. La partie E de ce dernier descend vers Rumilly pour s'arrêter vers Chambéry; l'autre, suivant le cours du Rhône, atteint Culoz où la liaison Grand Colombier-Montagne du Chat est interrompue sur 3 à 4 km. De Culoz vers l'W et le S, l'altitude des plis est trop faible pour s'opposer à l'avancée des glaces, surtout pour celles qui atteignant Saint-Genix (Gordon) donnaient directement sur la plaine du Bas-Dauphiné.

Le Jura externe, formé de plis serrés et faillés, se suit régulièrement de Bourg-en-Bresse vers le S jusqu'à Ambérieux. Là son front tourne brusquement au SE puis reprend sa direction SW vers Chambéry, où le Jura se soude aux plis subalpins. Cette disposition des plis constitue une virgation de premier ordre au sens d'Argand. Elle serait provoquée par un saillant du Massif Central sous couverture faiblement plissée de Néogène et de Quaternaire. Fait exception le plateau de 500 à 600 km² dite de l'Ile Crémieux. C'est une zone tabulaire formée d'une série de Dogger et de Malm avec, à son angle SW, un affleurement de schistes cristallins. L'Ile Crémieux est un panneau de Massif Central ayant conservé sa couverture secondaire relevé par failles. Ses altitudes sont basses et le glacier würmien l'a facilement submergé. Au delà, ce

dernier a déposé sa moraine frontale en un bel arc de 70 km de long, qui se suit de Lagnieu (au S d'Ambérieux) par Anthon, Crenay, Hervieux, le lac de Paladru jusqu'à Voiron où il jouxte les arcs frontaux du glacier de l'Isère.

Cet arc frontal würmien fait partie, selon la nomenclature des géologues lyonnais, des «moraines internes» par opposition aux «moraines externes» attribuées au Riss dont le front passe par Beaufort et Faraman. Plus au N, il ceinture le plateau de Bonnevaux, puis se dirige à l'W pour atteindre Vienne où il passe sur la rive droite du Rhône et s'y maintient jusqu'à Lyon. Puis, il longe la Saône jusqu'à Villefranche où il tourne à l'E et atteint le Jura à Bourg-en-Bresse.

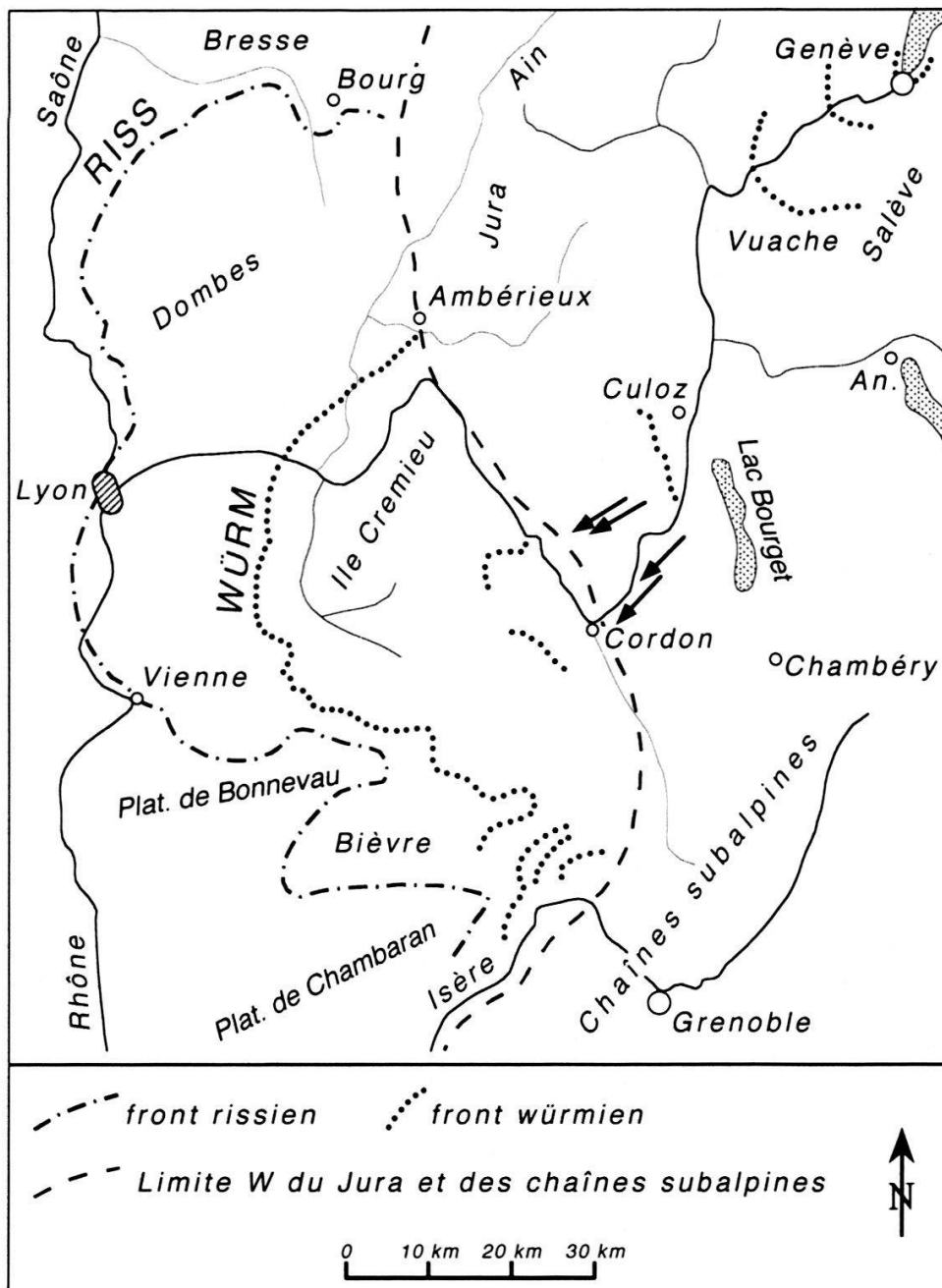


Figure 15.-L'avancée vers Lyon.

La zone comprise entre les moraines internes et externe couvre la Bièvre, les Balmes viennoises et le plateau des Dombes semé de lacs et de marais où le Pliocène est bien développé. Il comprend des sédiments dulcaquicoles (argiles, sables, etc) et se termine par des glaises bigarrées contenant des galets et des blocs de quartzites que les Lyonnais appellent des «têtes de chat». Par dessus, on trouve localement des loess ayant fourni une faune chaude avec *Ananchus arvensis*, *Elephas meridionalis*, *Mimomys pliocenicus*, *Dicerorhinus etruscus*, faune placée dans le Villafranchien, base du Quaternaire. Cette faune chaude tranche avec celle froide du Riss. Enfin, le loess est localement recouvert par des alluvions à galets alpins parfois attribués aux deux premières glaciations alpines, Mindel et Günz.

5.2. La récession –le retrait des glaciers

Le climat durant le Würm présente plusieurs périodes particulièrement froides dont la dernière vers 20'000 BP correspond au maximum d'extension du Grand Glacier rhodanien. Ensuite, dès 19'000 BP, il se retire de façon saccadée.

5.2.1. Retrait saccadé du glacier au pied du Jura

Les glaciers sont extrêmement sensibles aux variations climatiques - températures et précipitations. Le pied oriental du Jura en offre de nombreux exemples.

Entre Juriens et Romainmôtier (ARN 1984, carte p. 220), on note cinq terrasses de gravier étagées entre 800 et 600 m. Plus bas dans la région Bofflens-Agiez, d'après la carte géologique d'Orbe (AUBERT 1963), la pente vers l'E est interrompue entre 620 et 530 m par cinq courts vallums morainiques orientés vers le NNE.

Au N de L'Orbe, entre Lignerolle et Montcherand, D. Aubert a cartographié une dizaine de courts vallums NNE qui s'étagent entre 940 et 650 m (AUBERT et DREYFUS 1963). Puis, à la cote 610 vient un premier talus important, celui des Planches de Sergey qui se suit jusqu'au N de Montcherand. Il s'agit d'amas de gravier accumulé en bordure du glacier, ce qui est attesté par des pseudo-dolines dues à des paquets de glace flottés dans le lac où s'accumulait le gravier (AUBERT 1949). Plus bas, viennent deux autres terrasses analogues aux cotes 578 (Les Planches Dessus) et 560 m (Les Planches Dessous). Enfin au NE de Montcherand, on trouve la crête morainique de Châtillon culminant à 555 m.

Dans la région de Thonon, la terrasse de 540 m a été par deux fois datée de 14'500 BP, ce qui doit plus ou moins correspondre au moment où la surface du glacier atteignait Montcherand.

Etant donné ces chiffres, il semble facile de calculer la vitesse moyenne d'abaissement de la surface du glacier, y compris les stagnations mentionnées ci-dessus. Il n'en est rien, car durant le temps envisagé se place une phase importante durant laquelle le glacier a stationné longtemps ou a oscillé autour du même emplacement. C'est la phase du Montosset définie par ARN (1984). Mais à la chaîne de collines morainiques qui la matérialise, il faut ajouter l'ancienne Serine (BADOUX 1988) qui en est partie intégrante.

5.2.2. *Le Montosset et l'ancienne Serine*

Au pied du Jura et en gros parallèlement à la chaîne court une ancienne vallée actuellement sèche ou marécageuse que j'ai décrite en 1988 sous le nom d'ancienne Serine. Elle prend naissance à la Chaumette (2.5 km à l'W de Le Vaux). De ce point, on la suit sur 25 km jusqu'au S de Montricher où elle disparaît sous les déjections sableuses. On retrouve un vallon analogue, qui en fait peut-être partie au lieu dit «Les Mousses» (1 km à l'W de Cuarnens) où elle décrit un double méandre qui rejoint la Venoge, 2 km environ en aval de Cuarnens.

L'ancienne Serine, dont la pente est légèrement inférieure à 1%, fut par la suite tronçonnée et asséchée par les tributaires du Léman, remontant vers le Jura par érosion régressive. Nous décrivons ces captures du SW au NE.

Capture par la Promenthouse

Cette capture fut l'œuvre d'un affluent oriental de la Promenthouse appelé Serine sur la carte topographique au 1:50'000. Interrompu au moulin de Le Vaux, l'ancien cours reprend au pt. 772 à l'E de cette localité par le vallon très caractéristique de Prévondavaux. Elle le suit sur 4 km jusqu'à sa jonction avec La Soubrette (alt. 727 m) où l'influence de l'Aubonne commence à se faire sentir.

Capture par l'Aubonne

Le point de capture actuellement fortement abaissé se situait à la jonction du Toleure et de l'Aubonne, à l'altitude de 680 m, soit 110 m au dessus du point actuel. L'ancienne Serine reprend son ancien cours au col de la Taille (alt. 670 m). Elle continue ensuite sur 2 km, jusqu'au Montosset où intervient une nouvelle capture par le Boiron. Cette capture postérieure à celle de l'Aubonne ne rencontra qu'une rivière asséchée et le Boiron n'en tira guère profit, ce qui explique le creusement médiocre de sa vallée comparée à celle de l'Aubonne.

En aval du Montosset, l'ancien cours se suit vers le N par les marais de Froideville ou Grand Marais pour disparaître au confluent de la Malagne et du Veyron sous le fluvio-glaciaire de Montricher (carte géologique 1:25'000 n° 300 à 303 de CUSTER 1935). Le tracé décrit n'est pas rectiligne mais sinueux avec des courbes très ouvertes; son fond rempli d'alluvions est dominé sur sa rive droite par un train de collines morainiques déposées pendant une période de stagnation du grand glacier würmien que ARN (1984) a dénommé le stade de Montosset, daté du Dryas I soit entre 16'000 et 14'800 BP.

L'ancienne Serine suivait donc le front du glacier en retrait. Elle était alimentée par les eaux de fusion du glacier et par celles ruisselant du flanc du Jura. Cette ancienne rivière importante ne devait pas s'arrêter là où nous en avons perdu la trace. Peut-être se poursuivait-elle en direction de L'Isle, ce que semble indiquer le sondage de 44 m du Bois de Morges d'où elle pourrait emprunter la vallée du Veyron? Nul ne le sait.

Environ 10 km au NE de l'Isle, au delà de la ride du Mormont, on retrouve une dépression ou ancienne vallée de même direction SN que celle de la Serine à laquelle elle pourrait se raccorder. Il s'agit de la dépression Croy-Bretonnières. Une telle liaison me paraît tout à fait possible et séduisante mais faute de points de contrôle intermédiaires, elle demeure hypothétique. Cette interruption est-elle en rapport avec le soulèvement du Mormont?

5.2.3. *Recul du front NE du Grand Glacier rhodanien*

Faisant suite à son extension maximum, l'inlandsis abandonne ses moraines frontales de Wangen, cédant sa place à un lac qui va graduellement s'accroître et couvrir toute la région - c'est le Grand Lac de Soleure de FAVRE (1883) qui s'étendra jusqu'au Mormont et à Payerne. L'inlandsis se réduit ensuite à deux langues de glace, l'une occupant la vallée de la Venoge, l'autre celle de la Broye. Dans cette dernière, entre Granges et Bressonnaz, le tracé des affluents nous renseigne sur le retrait du glacier.

En rive gauche, on compte deux affluents principaux: la Cerjaule et la Lembe qui coulent au NE sur presque toute leur longueur. Puis ils tournent brusquement à l'E pour se jeter dans la Broye; la première à Lucens et la seconde à Granges.

Sur la rive droite, les affluents sont nombreux. En amont, ils se dirigent au N, puis vers l'aval ils se rabattent au NW pour gagner la rivière principale.

En combinant les tracés des deux rives se dessinent des arcs de cercle qui devaient coiffer les lobes frontaux successifs du glacier.

5.2.4. *Recul du front SW du Grand Glacier rhodanien*

Lors du maximum würmien, il y a 20'000 BP, le front SW du glacier stationnait à 20 km environ à l'E de Lyon. Puis le climat se réchauffe, les glaces fondent et le front du glacier se retire vers l'E. Entre 11'000 et 10'000 BP, un brusque retour du froid provoque une réavancée des glaciers locaux. C'est la phase d'Egesen (Dryas III). A cette époque, comme l'a établi BURRI (1955), le front devait se trouver quelque part au S des collines de Sierre, restes d'un grand éboulement inter-glaciaire. Ainsi en 8'000 ans (19'000-11'000 BP), le front würmien avait reculé d'environ 300 km, à une vitesse de 30 à 40 mètres par an. Mais il s'agit là d'une vitesse moyenne qui ne tient pas compte du fait que le mouvement de retrait ne fut ni régulier, ni continu mais coupé de périodes de stagnation, voire de réavancée. Les arrêts du front sont marqués par des arcs morainiques plus ou moins bien conservés. Cela provient du fait que quel que soit le mouvement du glacier, la glace continue à avancer et à fondre accumulant au front le matériel qu'elle contenait.

En amont de l'arc frontal du maximum würmien, on note un petit arc vers le confluent de la Save et du Rhône, un autre au SW de Culoz; plus au N au delà du Vuache, l'arc des Monts de Sion, puis celui beaucoup plus net de Saint-Julien et finalement vers Genève, JAYET (1966) a figuré un groupe de petites moraines encadrant la pointe du lac.

Plus en amont (au NE) commence un groupe de vallums que nous nommerons le groupe d'Yvoire qui semble lié à la moraine sous-lacustre découverte par FOREL (1892) et qui souligne le passage du Grand au Petit-Lac. Nous rattacherons au groupe d'Yvoire la crête morainique de Perroy-Allaman qui culmine à l'altitude de 420 m. Un kilomètre plus au N, court un vallum parallèle plus ancien.

Au delà d'Allaman, le glaciaire interrompu par le delta complexe de l'Aubonne, reprend à l'E de Buchillon avec une crête morainique festonnée qui se suit jusqu'à Tolochenaz où elle présente des altitudes de 418 à 426 m. Ce vallum est brusquement interrompu par une courte crête orientée N, et ce régime méridien va régner sur 4 km jusqu'à et y compris le vallum de Saint-

Sulpice. Ces moraines NS semblent plus anciennes que celle du groupe d'Yvoire. Etant parallèles aux stries, donc au sens d'écoulement du glacier, on pourrait les rattacher à l'invasion würmienne.

Plus à l'E, on retrouve le groupe d'Yvoire avec la superbe moraine de Chavannes (428 m d'altitude)-Montbenon-Saint-François (495)-Marterey (534). Un vallum plus récent la double: Dorigny (402-409 m)-Montriond (447)-Château-Sec (450)-Perraudettaz (470).

On constate que de Perroy à Chavannes, le groupe d'Yvoire conserve presque toujours la même cote (420 m environ); le segment de l'inlandsis rhodanien qui lui a donné naissance était donc approximativement horizontal. Plus à l'E, en abordant la région lausannoise, sa pente se redresse. Plus à l'E encore, on ne retrouve plus de longs vallums continus, mais quelques courtes crêtes montantes vers l'E. On peut cependant attribuer au groupe d'Yvoire les moraines de rive gauche de la Lutrive entre 690 et 770 m d'altitude.

Quant au train morainique Puidoux-Lac de Bret qui monte de 605 à 770 m, il faut le rattacher à une époque plus récente.

Entre 11'000 et 10'000 BP, le climat se refroidit brusquement, provoquant la réapparition des glaciers locaux. En rive droite du Rhône sur territoire vaudois, les glaciers locaux redescendent jusqu'à la plaine. Mais cette phase récurrente est trop courte pour autoriser le retour du glacier du Rhône qui va rester cantonné dans sa haute vallée, en amont des collines de l'éboulement de Sière.

L'inertie d'un glacier est fonction de sa masse. Plus il est petit, plus il réagit vite, s'accroissant quand le climat se refroidit, reculant rapidement lors d'un réchauffement. Cela explique que le glacier de Joux ait envahi les cuvettes de Vaulion et de Vallorbe avant l'arrivée du glacier alpin, empêchant ce dernier d'y pénétrer. En effet, à ce jour, on n'y a jamais trouvé de galets ou de blocs alpins.

5.2.5. Influence des moraines du groupe d'Yvoire sur le tracé des cours d'eau (BERSIER 1947)

Pour aborder ce difficile problème, prenons un premier exemple, celui de la Vuachère. Ce ruisseau qui de la Sallaz au N de Lausanne coule au S, butte à la Perraudettaz contre la moraine de Château-Sec qu'elle va suivre vers le SW sur 1.5 km avant de trouver un passage lui permettant d'atteindre le lac. Or, l'examen de la topographie sous-lacustre révèle l'existence (voir la feuille de Lausanne au 1:25'000) d'une vallée noyée qui se place au S assez exactement dans l'alignement du cours supérieur NS de la Vuachère.

Plus à l'E, on trouve d'autres vallées noyées: anciens cours de la Paudèze, de la Lutrive, du ruisseau du Châtelard, de celui de Cully et de celui de Riez.

Il semble difficile d'admettre que le creusement de ces vallées sous-lacustres se soit fait à l'air libre ce qui nécessiterait un lac vide ou presque ce qui n'est guère concevable. Mais il y a une autre possibilité qui serait d'assimiler ces vallées noyées à des *canyons* sous-lacustres analogues à celui bien connu du Rhône à son entrée dans le lac. Il aurait suffi que les ruisseaux concernés aient eu une charge détritique suffisamment élevée pour que la densité de leurs eaux dépasse celle du lac. Mais on ne fait que remplacer le problème par un autre, encore plus complexe qui consiste à admettre l'existence du lac Léman à une époque antérieure au Würm, ce qui a été admis par

BERSIER (1947). Mais le problème se trouve transposé dans une époque mal connue où l'imagination, sans contrôle possible, peut se donner libre cours.

Cette explication demeure valable pour les cours d'eau situés entre Vevey et la Vuachère mais n'est pas suffisante pour cette dernière.

On retrouve d'autres déviations de cours d'eau par les vallums latéraux analogues à celle de la Vuachère, dans les cas suivants: celle du Flon dévié de 2 km vers l'W par la moraine de Montbenon; celle de la Sorge déviée de 1 km vers l'E par la moraine de Dorigny; celle du Boiron dévié de 2 km vers l'E par la moraine de Saint-Prex. Il est évident que le tracé actuel de ces cours d'eau est postérieur à la mise en place de ces moraines latérales.

5.2.6. *Les terrasses lacustres*

A leur débouché dans le lac, les rivières et les ruisseaux ont édifié des deltas, généralement appelés *terrasses* et caractérisées par l'altitude de leur niveau de trainage.

Les terrasses lacustres élevées ont été appelées par WEIDMANN (1988) terrasses glacio-lacustres y compris celle de 30 m au dessus du niveau du lac. Cette terrasse date du Dryas III ou au C₁₄ de 10'500 BP, c'est-à-dire contemporaine du niveau LST de la phase d'Egesen.

Dès 10'000 BP, on entre dans l'Holocène qui ne sera pas traité dans cet article.

5.2.7. *La phase d'Egesen*

Durant les 3000 ans qui séparent l'établissement de la terrasse de 30 m de celle de 10 m, le climat évolue rapidement et vers son sommet aboutira à une phase froide, la phase d'Egesen, caractérisée par le développement des glaciers locaux dans le Jura et la vallée du Rhône.

La récurrence des glaciers jurassiens (SCHARDT 1898) a été décrite dans un chapitre précédent. Nous n'y reviendrons pas, si ce n'est pour préciser leur âge. AUBERT (1963) a découvert en rive droite du Nozon, 300 m en amont de Romainmôtier, un niveau tourbeux intramorainique daté d'après J.-P. Vernet (*in* ARN 1984, p. 216) de 11'870 BP soit du début de la phase d'Egesen.

Dans la basse vallée du Rhône, à l'Allerød vers 12'000 BP, les glaciers locaux avaient pratiquement disparu et celui du Rhône s'était retiré dans sa haute vallée. Le refroidissement du Dryas III ou phase d'Egesen va provoquer la réapparition des glaciers locaux dont la croissance fut d'autant plus rapide que leur volume était plus faible. Les grands glaciers, celui du Rhône en particulier dont l'inertie était plus forte, ne réagirent que plus lentement. Ainsi, au Dryas III, le glacier du Rhône n'eut pas le temps d'atteindre la région sierroise que déjà la décrue s'amorçait. Par contre, le glacier de la Navisence eut le temps de venir recouvrir les collines de l'éboulement de Sierre (BURRI 1955).

Le glacier de l'Avançon réoccupait entièrement sa vallée lançant une langue étroite entre le versant du Chêne et la colline du Montet et atteignait Les Dévens.

Celui des Diablerets descendait jusqu'au Château d'Aigle. Lors de son retrait, le versant des Frasses, en aval du Sépey dont il avait érodé le pied, s'affaisse, donnant naissance à un grand glissement très actif. Selon J. Norbert

(comm. pers.), la masse glissée a été datée de 9380 ± 140 BP, ce qui confirme l'âge de la recrudescence du glacier des Diablerets.

Un glacier local remplissait le vallon de la Tinière jusqu'au Crêt (pt. 439) au dessus de Villeneuve.

Un autre glacier descendait le vallon de la Veraye jusqu'aux terrasses lacustres de Veytaux.

Le vallon escarpé de la Dérochia qui tombe du Grammont sur les Evouettes fut occupé, lors de la phase d'Egesen, par un glacier dont le front atteignait la plaine alluviale du Rhône, à l'E du fleuve, entre Chessel et Noville où son front se marque par des collines morainiques très particulières. En effet, elles sont constituées surtout par des alluvions déformées par le poids et la poussée du glacier dont la présence est attestée par des restes de moraines et de blocs provenant du vallon de la Dérochia.

Ces collines sont, en gros, disposées en deux arcs concentriques qui s'interrompent à la latitude de Noville où à l'époque se situait la rive du lac Léman (BERSIER 1953). BURRI (1962) a pu dater l'arrivée du glacier de la Dérochia du Dryas III, donc de la phase d'Egesen.

Cette donnée combinée à celles de la région de Sierre (BURRI 1955) permettent de calculer la vitesse moyenne minima du retrait du glacier du Rhône, elle fut de 30 à 40 m par an.

6. REMERCIEMENTS

Je remercie Madame la Professeure Dominique Chapellier pour son aide financière, l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne pour son hospitalité, Monsieur Gérald Savary pour la mise au point de ce texte ainsi que Mademoiselle Aline Besson et Monsieur Alex Hürlimann pour celle des illustrations.

7. BIBLIOGRAPHIE

- AEBERHARDT B., 1909. Déviation de quelques cours d'eau pendant la période quaternaire. *Eclogae geol. Helv.* 10: 745-750.
- ANTENEN FR., 1936. Geologie des Seelandes. *Verlag der Heimatkunde Kommission, Biel.* 231 p.
- ARN R., 1984. Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. Thèse Fac. Sc. Univ. Lausanne. 307 p.
- AUBERT D., 1943. Monographie géologique de la Vallée de Joux. *Mat. Carte géol. Suisse NS 78.*
- AUBERT D., 1949. Les graviers de Montcherand, au pied du Jura vaudois. *Eclogae geol. Helv.* 42/2: 415-419.
- AUBERT D., 1959. Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.* 12.4: 93-152.
- AUBERT D., 1965. Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae geol. Helv.* 58/1: 555-578.
- AUBERT D., 1981. Géomorphologie du Gros de Vaud. *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne n° 257.*
- AUBERT D. et DREYFUS M., 1963. Feuille 1202 Orbe de l'Atlas géol. suisse 1:25'000, avec notice. *Comm. géol. suisse.*

- AXELROD A., 1978. Contribution à l'étude géophysique de la région des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat. Thèse Fac. Sc. Univ. Lausanne. Juris Druck + Verlag, Zürich. 93 p.
- BADOUX H., 1988. L'ancienne Serine au pied du Jura Vaudois. *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* n° 299.
- BADOUX H., 1990. Histoire de la cluse du Rhône entre Martigny et le Léman. *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* n° 303.
- BÄRTSCHI E., 1913. Das westschweizerische Mittelland. Versuch einer morphologischen Darstellung. *Mém. Soc. helv. Sc. nat.* 47.2: 151-309.
- BECK H., 1958. Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg. 77 p.
- BECKER F., 1972. Géologie de la région de Morat entre la vallée de la Sarine et le lac de Neuchâtel. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg. 195 p.
- BECKER F., 1973. Feuille 1165 Morat de l'Atlas géol. Suisse 1:25'000, avec notice. *Comm. géol. Suisse.*
- BERSIER A., 1938. Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.* 6.3: 65-192.
- BERSIER A., 1942. L'origine structurale des collines et alignements molassiques orientés du Plateau Vaudois. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 62: 135-158.
- BERSIER A., 1947. Un thalweg préwürmien de la Paudèze, affluent du lac Léman. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 63: 421-426.
- BERSIER A., 1948. Phénomènes de plasticité dans les charbons molassiques. *Eclogae geol. Helv.* 41: 101-112.
- BERSIER A., 1952. Feuille n° 27 Jorat de l'Atlas géol. suisse 1:25'000, avec notice. *Comm. géol. suisse.*
- BERSIER A., 1953. Les collines de Noville-Chessel, crêtes de poussée glaciaire. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 65: 489-493.
- BERTSCHY E., 1958. Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). *Eclogae geol. Helv.* 51/2: 217-263.
- BESSON O., ROUILLER J.-D., FREI W. et MASSON H., 1991. Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône (entre Sion et Martigny, Suisse). *Bull. Murithienne, Soc. valais. Sc. nat.* 109: 45-63.
- BIELER TH., 1904. Ancien réseau hydrographique du lac d'Yverdon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 40, (P.V. de la séance du 16 mars 1904 de la comm. sc.): 37-39.
- BOEGLI J.-CL., 1972. Géologie de la région au SE de Romont. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg. 144 p.
- BRIEL A., 1962. Géologie de la région de Lucens (Broye). Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg. 87 p. –*Eclogae geol. Helv.* 55/1: 189-274.
- BUCHER H., 1985. Géologie de la région d'Oron. Dipl. Inst. Géol. Univ. Lausanne. Inédit.
- BURRI M., 1955. La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 66: 141-154.
- BURRI M., 1962. Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre Saint-Maurice et le Léman. *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* n° 132.
- BURRI F. et M. et WEIDMANN M., 1968. Les graviers de Bioley-Orjulaz. *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* n° 171.
- CHOFFAT PH. et AUBERT D., 1983. Erosion et morphologie glaciaire de la molasse. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 76.4: 321-340.
- CUSTER W., 1928. Etude géologique du pied du Jura vaudois. *Mat. Carte géol. Suisse* NS 52.
- CUSTER W., 1935. Feuille 5 (300 Mont-la-Ville, 301 La Sarraz, 302 Montricher, 303 Cossonay) de l'Atlas géol. suisse 1:25'000, avec notice. *Comm. géol. suisse.*
- FAVRE A., 1883. Sur l'ancien lac de Sbleure. *Arch. Sc. phys. nat. (Genève)* 10.12: 601-607.

- FISCHER G., 1989. Le climat moyen à la surface du globe. *Ing. et archit. suisses* 31: 289-303.
- FOREL F.-A., 1892. Le Léman. Monographie limnologique. T.1. Slatkine Reprints, Genève 1989. 543 p.
- GAGNEBIN E., 1937. Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 59: 335-416.
- INGLIN H., 1960. Molasse et Quaternaire de la région de Romont (Ct. de Fribourg). *Bull. Soc. fribourg. Sc. nat.* 49: 5-94.
- JAECKLI H., 1950. Untersuchungen in den nacheiszeitlichen Ablagerungen in der Orbe-Ebene zwischen dem Mormont und Yverdon. *Eclogae geol. Helv.* 43/1: 1-12.
- JAYET A., 1864. Notice sur la plaine de l'Orbe (avec carte). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 7: 290-311.
- JAYET A., 1966. Résumé de Géologie glaciaire régionale. Ed. G. Chapuis, Genève. 56 p.
- JAYET A. et PORTMANN J.-P., 1960. Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (Vaud, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 53/2: 640-645.
- JAYET A. et PORTMANN J.-P., 1966. Sur la présence de moraines rissiennes profondes dans le gisement quaternaire des Tuileries près d'Yverdon (Vaud, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 59/2: 960-964.
- JEANNET A., 1923. Les charbons feuilletés de la Suisse occidentale. *Mat. Carte géol. Suisse, 8^{ème} livr.*
- JORDI H.A., 1955. Geologie der Umgebung von Yverdon. *Mat. Carte géol. Suisse NS 99.*
- JORDI H.A., 1990. Tektonisch-strukturelle Übersicht Westschweizerische Molassebecken. *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u.-Ing.* 56.130: 1-11.
- JOUKOWSKY E. et LAGOTALA H., 1922. Une vallée préwürmienne aux environs de la Sarraz. *Arch. Sc. phys. nat. (Genève)*, 39.2.
- LAGOTALA H., 1919. Carte géologique Saint-Cergue-la Dôle. *Carte spéc. 1:25'000 n° 88.*
- LUGEON M., 1897. Leçon d'ouverture du cours de géographie physique professé à l'Université de Lausanne. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 33: 49-78.
- LUGEON M., 1901. Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne n° 2.*
- MAYSTRE D.H. et VERGAIN J., 1992. Les dépôts glaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois: genèse et chronologie. *Eclogae geol. Helv.* 85/1: 169-194.
- MERMIER E., 1923. Sur l'existence de gorges préwürmiennes dans le Mormont (Vaud). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 55: 1-9.
- MEYER DE STADELHOFEN C., 1973. Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyen-Pays vaudois. *Cahiers de l'aménagement régional n° 15. Serv. cant. vaud. Urbanisme, Lausanne.*
- MÜHLEBERG F., 1910. Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. *Eclogae geol. Helv.* 11/6: 732-733.
- NUSSBAUM F., 1907. Über die Schotter im Seeland. *Mitt. natf. Ges. Bern 1910:* 169-197.
- NUSSBAUM F., 1911. Die Endmöränengebiet des Rhône-gletschers von Wangen. *Mitt. natf. Ges. Bern:* 141-168.
- NUSSBAUM F., 1939. Über Eiszeiten und Flussverlegungen in der Westschweiz. *Mitt. natf. Ges., Bern, Sitzber.* VIII - X.
- PARRIAUX A., 1981. Contribution à l'étude des ressources en eaux du Bassin de la Broye. Thèse Ecole Polytechn. féd. Lausanne n° 393. 386 p.
- PETCH M., 1970. Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. *Mat. Carte géol. Suisse. Sér. géophysique n° 11.*
- PUGIN A., 1978. Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. *Serv. hydrol. et géol. natl. Rapport géol. n° 3.*

- PUGIN A., BEZAT E., WEIDMANN M. et WILDI W., 1993. Le Quaternaire ancien d'Écoteaux. *Eclogae geol. Helv.* 86/2: 343-354.
- RUMEAU J.-L., 1954. Géologie de la région de Payerne. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg. Crépin-Lellond, Ed, Paris. 108 p.
- RÜTIMEYER L., 1869. Über Thal-und See-Bildung. Schweighauserischer Verlag, Basel. 79 p.
- SCHARDT H., 1896. La récurrence des glaciers jurassiens après le retrait du glacier du Rhône. *Arch. Sc. phys. nat. (Genève)*, 6: 492-494.
- SCHARDT H., 1898a. Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse. *Eclogae geol. Helv.* 5/4: 409-414.
- SCHARDT H., 1898b. Ueber die Recurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhône-gletschers. *Eclogae geol. Helv.* 5: 511-513.
- SCHARDT H., 1908. Déviation glaciaire de cours d'eau dans la Suisse occidentale et le Jura français. *C. R. IX^e Congrès international de Géographie, Genève.* 1-16.
- VERNET J.-P., 1956. Géologie des environs de Morges. *Eclogae geol. Helv.* 49/1: 157-241.
- VERNET J.-P., HORN R., BADOUX H. et SCOLARI G., 1974. Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. *Eclogae geol. Helv.* 67/3: 515-529.
- WEIDMANN M. et BADOUX H., 1979. Arnold Bersier (1906-1978). Notice biographique. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 74.4: 345-355.
- WEIDMANN M., 1988. Feuille 1243 Lausanne de l'Atlas géol. suisse 1:25'000, avec notice. *Comm. géol. suisse.*
- WEIDMANN M., 1987. Petite géologie lausannoise. *Cahier de la Forêt lausannoise n° 2.*

Manuscrit reçu le 10 octobre 1995